

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA, PETROFÍSICA Y ESTRUCTURAL  
EN UN SITIO DE ESTUDIO DEL NORESTE DE MÉXICO A TRAVÉS DE  
DATOS DE SÍSMICA DE REFRACCIÓN Y DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA**

**Tesis presentada por:**

**VÍCTOR EDUARDO INFANTE PACHECO**

**Para obtener el grado de:**

**DOCTORADO EN CIENCIAS CON ESPECIALIDAD EN GEOCIENCIAS**

**Linares, N. L., México, a octubre de 2020**

## ***Agradecimientos***

*México, a través de su historia ha pasado situaciones muy difíciles que han marcado a la sociedad en muchos aspectos, forjando el carácter de su gente. A pesar de la adversidad y de los aspectos negativos, es un pueblo que continúa superando los problemas en una búsqueda constante hacia la superación.*

*En primer lugar, quiero agradecer a mi país por darme la oportunidad de alcanzar mis metas aquí en México. A su gobierno que me apoyó por medio de las becas que recibí y que por tal motivo me considero un ciudadano comprometido con mi patria, para contribuir a su desarrollo a través de la educación e investigación.*

*Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el apoyo otorgado a través de la beca de doctorado, la cual me permitió desarrollar mi trabajo doctoral.*

*Agradezco al Programa para el Desarrollo Profesional Docente (PRODEP) por la beca recibida, la cual me permitió concluir mis estudios doctorales.*

*Agradezco a la Universidad Veracruzana, Institución noble, la cual me recibió en el año 2015 para formar parte de ella y que ahora me dio la oportunidad de concluir mis estudios de doctorado con apoyo de la beca de PRODEP, sin la cual esta meta no podría ser alcanzada.*

*Finalmente, un agradecimiento muy especial a la Universidad Autónoma de Nuevo León y a la Facultad de Ciencias de la Tierra, ya que existen muchos lazos que me unen a ella. El destino que Dios tiene predeterminado para cada una de las personas es único y no es posible cambiarlo.*

*Después de estudiar tres semestres en la carrera de geología en el Instituto Tecnológico Regional de Ciudad Madero, Tamaulipas, en una práctica de topografía, vi a unos compañeros que me hablaron de la Universidad en Linares, fue tal la charla que decidí ir a Linares. Me entrevisté con el Ing. Gregorio Farías Longoria, director de la facultad de Ciencias de la Tierra en ese tiempo, siendo aceptado en la carrera de ingeniero geofísico en 1984. En noviembre de ese año, se lanzó la convocatoria para diseñar y elegir el logotipo que representaría a la Facultad de Ciencias de la Tierra en todos sus documentos oficiales y eventos. Anunciándose que la elección se efectuaría en el evento del bautismo de los nuevos geólogos de la facultad, el día 04 de diciembre de 1984 (día de Santa Bárbara, el cual es el día del geólogo en Alemania).*

*En la noche del 04 de diciembre de 1984, mi diseño es elegido. Cuando lo diseñé, pensé que debería ser diferente a los ya existentes de otras facultades. En ese entonces, la facultad contaba con tres carreras profesionales; geología, geofísica y geólogo mineralogista. Es por esto, que lo basé en tres símbolos que representen las tres carreras. Los cristales representan a la mineralogía, la amonita a la geología y el corte de la Tierra con sus capas*

*y la falla inversa representa a la geofísica. La geometría triangular también hace alusión a las tres carreras.*

*Otro hecho importante fue el ser parte de la primera generación de geofísicos 1984 – 1989 de la facultad, junto a mis compañeros Jorge Andaverde A., José Castillo R., Roberto Cruz M., Reynaldo Martínez C., Armando Rocha M., Mucio Rodríguez G. y Eulalio Rodríguez V.*

*Presenté mi examen profesional el 28 de abril de 1991, siendo vocal el profesor Héctor de León Gómez, secretario el profesor Friedrich Schildknecht y presidente el profesor Cosme Pola Simuta, correspondiendo el Acta Número 001 de la Facultad de Ciencias de la Tierra y certificada por la universidad el 05 de julio de 1991.*

*Mi gratitud al Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta, director de Tesis y quien acompañó durante todo el desarrollo de este trabajo.*

*Asimismo, agradezco al comité evaluador del doctorado, Dr. Sóstenes Méndez Delgado, Dr. Fernando Velasco Tapia, Dr. Gabriel Chávez Cabello y al Dr. Ignacio Navarro de León por las revisiones y sugerencias realizadas para mejorar la redacción y contenido de los artículos y de la tesis. Se valora su contribución.*

*También se agradece al Dr. Juan Martín Gómez González, evaluador externo de la Universidad Nacional Autónoma de México por su participación crítica en el proceso de mi examen predoctoral.*

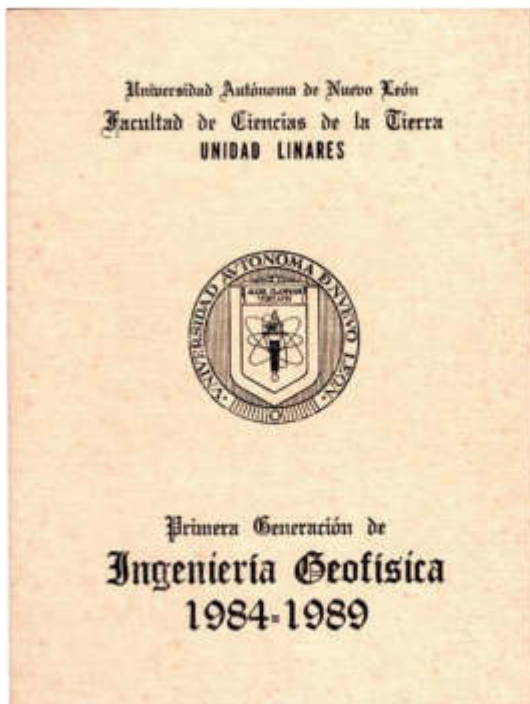
*Mi agradecimiento a los doctores Cosme Pola Simuta y Uwe Jenshen por su participación en la etapa del examen predoctoral.*

*De igual forma, agradezco al Dr. Carlos Gilberto Aguilar Madera, subdirector de posgrado de la facultad por su valioso apoyo en los aspectos administrativos de este proceso.*

*Finalmente, agradezco al Dr. Samuli Siltanen de la Universidad de Helsinki, Finlandia, por brindar la idea para desarrollar el algoritmo de inversión sísmica por el método de la descomposición de los valores singulares.*



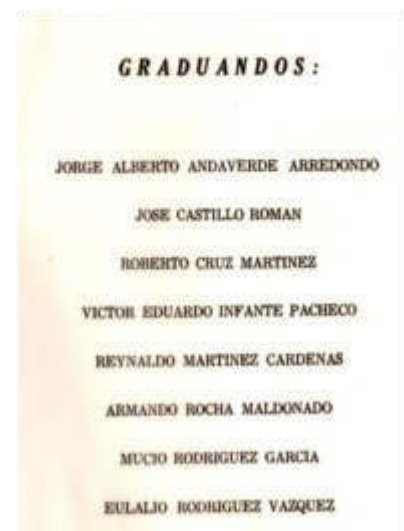
a). Dibujo original del logotipo de la FCT en noviembre de 1984.



c). Invitación para la ceremonia de graduación de la primera generación de Ingeniería Geofísica de la FCT.



b). Acta número 001 de la FCT en 1991.



d). Alumnos graduados de la primera generación de Ingeniería Geofísica en 1989.





UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



Facultad de Ciencias de la Tierra  
Subdirección de Posgrado

ACTA DE EXAMEN PRE-DOCTORAL

No. 017

En la Hacienda de Guadalupe, Linares, Nuevo León, a los 12 días del mes de diciembre del año 2016 siendo las 11:00 horas, se reunieron en una de las aulas de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, el Comité Evaluador del EXAMEN PRE-DOCTORAL del M.C. VICTOR EDUARDO INFANTE PACHECO, alumno del Doctorado en Ciencias con Especialidad en Geociencias, tal como lo dispone la Ley Orgánica de la Universidad Autónoma de Nuevo León, publicada en el periódico oficial de fecha siete de Junio de mil novecientos setenta y uno, el Reglamento General de Estudios de Posgrado de Universidad Autónoma de Nuevo León y los Lineamientos del Programa de Doctorado de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León. Se procedió a iniciar dicho examen sometiendo al sustente a los interrogatorios por parte del Comité Evaluador sobre el tema asignado y conocimiento general de las áreas de estudio del Doctorado. Una vez concluido este último acto, el Comité Evaluador pasó a deliberar sobre las diversas pruebas a que fue sometido el estudiante y una vez discutidos todos los aspectos del Examen, el Comité Evaluador resolvió hacer saber al M.C. VICTOR EDUARDO INFANTE PACHECO que fue aprobado en su EXAMEN PRE-DOCTORAL del Programa de Doctorado en Ciencias con Especialidad en Geociencias. Con lo anterior se dio por terminado el acto y en cumplimiento con lo dispuesto por los preceptos legales y reglamentarios, firman la presente Acta los profesores miembros del Comité Evaluador ante la presencia del Subdirector de Posgrado, que da fe, a los 12 días del mes diciembre del año 2016.

COMITÉ EVALUADOR DEL EXAMEN PRE-DOCTORAL

  
DR. SÓSTENES MÉNDEZ DELGADO  
Presidente

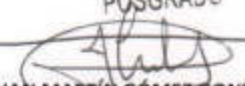


  
DR. COSME POLA SIMUTA  
Secretario

  
DR. UWE JENCHÉN  
Vocal

SUBDIRECCIÓN DE  
POSGRADO

  
DR. IGNACIO NAVARRO DE LEÓN  
Vocal

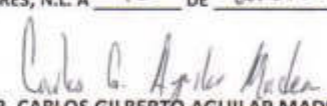
  
DR. JUAN MARTÍN GÓMEZ GONZÁLEZ  
Evaluador Externo

El suscrito Subdirector de Posgrado de la Facultad de Ciencias de la Tierra CERTIFICA que las firmas que aparecen en la presente acta, son auténticas y las mismas que usan los C.C. Profesores mencionados en ella.

EX-HACIENDA DE GUADALUPE, LINARES, N.L. A 12 DE diciembre DEL AÑO 2016



"Educación de clase mundial,  
un compromiso social"

  
DR. CARLOS GILBERTO AGUILAR MADERA  
Subdirector de Posgrado

Callejón a Cerro Prieto km. 8, Ex Hacienda de Guadalupe  
Linares, Nuevo León, México. C.P. 67700 A.P. 104  
Tels.: 01 (821) 214 2010 - 214 2050 / Fax: 01 (821) 214 2020  
Directo: 01 (81) 8329 4370  
www.fct.uanl.mx

e). Acta de examen pre-doctoral presentado en diciembre de 2016.

## Contenido

Índice de Tablas .....	iii
Índice de Figuras .....	iv
Resumen .....	1
Abstract .....	2
<b>1</b> Generalidades .....	3
1.1 Introducción.....	3
1.2 Hipótesis .....	8
1.3 Objetivo General y Objetivos Específicos.....	10
1.4 Metas .....	10
1.5 Antecedentes y Trabajos Previos en la Región de Linares .....	11
1.6 Localización del Área de Estudio.....	12
1.7 Geología del Área de Estudio.....	13
<b>2</b> Teoría.....	16
2.1 Conceptos Básicos de Física .....	16
2.2 Conceptos Básicos de Petrofísica .....	19
2.3 Conceptos Básicos de Geología .....	20
2.4 Conceptos Básicos de Matemáticas.....	21
<b>3</b> Metodología.....	25
3.1 Adquisición de Datos de Campo (velocidades sísmicas) .....	26
3.2 Realización de Trincheras para la Obtención de Información Geológica y Toma de Muestras de las Unidades Litológicas en el Sitio de Estudio.....	28
3.3 Preparación y Procesamiento de Datos (inversión sísmica) .....	29
3.4 Obtención de Imágenes de Vp y Vs .....	41
3.5 Cálculo de la Relación de Velocidades Vp/Vs y de los Módulos Elásticos de las Unidades Litológicas (Relación de Poisson ( $\sigma$ ), Módulo de Compresibilidad (K), Módulo de Corte o Rigidez ( $\mu$ ), Módulo de Young (E), Constante de Lamé ( $\lambda$ )).....	42
3.6 Análisis de la Gráfica Vp-Vs.....	44
3.7 Correlación entre las Imágenes Sísmicas e Información Geológica del Sitio .....	45
3.8 Cálculo de la Densidad y Porosidad de las Unidades Litológicas .....	45
3.9 Relaciones de la Densidad y la Porosidad de las Unidades con los Módulos Elásticos y su Análisis .....	48
3.10 Adquisición de Datos de Resistividad Eléctrica.....	48
3.11 Preparación e Inversión de Datos de Resistividad Eléctrica .....	50
3.12 Obtención de Imágenes de Resistividad Eléctrica.....	51
3.13 Análisis de los Cambios de la Resistividad Eléctrica en la Temporada de Sequía y Lluvia ...	51
3.14 Correlación de Imágenes de Resistividad Eléctrica e Información Geológica del Sitio .....	52
3.15 Correlación de Imágenes de Resistividad Eléctrica con Imágenes Sísmicas del Sitio .....	52
3.16 Elaboración de Imágenes 2.5D .....	52
<b>4</b> Resultados.....	54
4.1 Adquisición de Datos de Campo (velocidades sísmicas) .....	54
4.2 Realización de Trincheras .....	54
4.3 Preparación y Procesamiento de Datos (inversión sísmica) .....	56
4.4 Obtención de Imágenes de Vp y Vs .....	75
4.5 Cálculo de la Relación de Velocidades Vp/Vs y los Módulos Elásticos de las Unidades Litológicas (Relación de Poisson ( $\sigma$ ), Módulo de Compresibilidad (K), Módulo de Corte o Rigidez ( $\mu$ ), Módulo de Young (E), Constante de Lamé ( $\lambda$ )).....	81
4.6 Análisis de la Gráfica Vp – Vs .....	87
4.7 Correlación de Imágenes Sísmicas e Información Geológica del Sitio de Estudio (trincheras y sondeos geotécnicos) .....	89

4.8	Cálculo de la Densidad y la Porosidad .....	93
4.9	Relación entre Densidad - Porosidad y los Módulos Elásticos .....	100
4.10	Adquisición de Datos de Resistividad .....	105
4.11	Preparación e Inversión de Datos de Resistividad Eléctrica .....	106
4.12	Obtención de Imágenes de Resistividad Eléctrica.....	111
4.13	Análisis de los Cambios de Resistividad Eléctrica en la Temporada de Sequía y en la Temporada de Lluvia.....	115
4.14	Correlación de Imágenes de Resistividad Eléctrica con Información Geológica del Sitio de Estudio .....	119
4.15	Correlación de Imágenes de Resistividad Eléctrica con Imágenes Sísmicas del Sitio de Estudio .....	123
<b>5</b>	Discusión de los Resultados .....	133
5.1	Imágenes Sísmicas e Imágenes de Resistividad .....	133
5.2	Análisis de la Gráfica $V_p - V_s$ .....	134
5.3	Correlación de Imágenes de los Módulos Elásticos e Información Geológica (trincheras y sondeos geotécnicos) .....	134
5.4	Densidad y Porosidad .....	139
5.5	Relación entre la Densidad y la Porosidad con los Valores de los Módulos Elásticos .....	139
5.6	Análisis de los Cambios de la Resistividad Eléctrica en la Temporada de Sequía y Lluvia .	140
5.7	Correlación entre las Imágenes de Resistividad Eléctrica y Sísmica del Sitio de Estudio. ....	141
5.8	La No Unicidad del Modelo de Inversión y la Apariencia del Modelo en los Resultados (sísmica y resistividad eléctrica).....	142
5.9	Imágenes Sísmicas 2.5D.....	146
5.10	Evidencia Sísmica de los Efectos Tectónicos Causados en la Región de Linares Durante la Deformación de la Sierra Madre Oriental .....	150
<b>6</b>	Conclusiones y Recomendaciones.....	162
<b>7</b>	Referencias .....	165

## Índice de Tablas

Tabla 3.1	Especificaciones técnicas del equipo de adquisición sísmica RAS 24 (Seistronix, s.f.).	27
Tabla 3.2	Especificaciones técnicas del equipo de resistividad eléctrica ARES (GF Instruments s.r.o., s.f.).....	49
Tabla 4.1	Velocidades sísmicas ( $V_p$ y $V_s$ ) de diferentes tipos de rocas sedimentarias (Mavko, 2015). .....	78
Tabla 4.2	Tabla comparativa de los resultados obtenidos en este trabajo y los resultados de Montalvo-Arrieta et al. (2005) y Bala et al. (2006).....	78
Tabla 4.3	Valores de densidad ( $\text{gr/cm}^3$ ) calculados y valores obtenidos en otros trabajos para rocas similares a las unidades litológicas del sitio de estudio. ....	95
Tabla 4.4	Porosidades (%) calculadas en el sitio de estudio y porosidades obtenidas en otros trabajos en rocas similares.....	97

## Índice de Figuras

Fig. 1.1 Diferentes condiciones físicas y mineralógicas de las rocas. (a) Marga silícea, (b) Arenisca del Paleógeno, (c) Caliza fosilífera del Mioceno, (d) Granito con textura cristalina Fanerítica, (e) Anfíboles, (f) Caliza arrecifal del Mioceno superior (obtenido de: “Atlas de Rocas Ígneas”; Pinterest, s.f.; “Región de Murcia Digital”; Rocalbum, s.f.).	8
Fig. 1.2 Si las propiedades físicas de la roca originan los valores geofísicos medidos; en el sentido inverso, a partir de los datos geofísicos, será posible recuperar los valores de las propiedades físicas de las rocas.	9
Fig. 1.3 Localización del sitio de estudio de la FCT. El área de estudio aparece en el rectángulo color rojo y las 4 líneas en color azul.	12
Fig. 1.4 Trincheras (a y b) donde se muestra la litología existente del sitio de la FCT (Unidades litológicas A, B, C, y D). A) Intercalaciones delgadas de gravas y capas delgadas de arcilla arenosa, B) Limos, C) Arcilla con nódulos blancos de carbonatos, (ZT) Zona de transición con fragmentos de lutita y lutita calcárea, D) Lutita (a) y lutita calcárea (b).	14
Fig. 3.1 Tendido con 24 geófonos utilizado en la toma de datos sísmicos, el cual se fue moviendo para registrar los 48 geófonos a lo largo de la línea.	26
Fig. 3.2 Ventana del programa de adquisición de datos del RAS 24. a) Sismograma producido por la toma de datos de campo. b) Prueba de resistencia de cada geófono (Seistronix, s.f.).	28
Fig. 3.3 Trincheras realizadas en el sitio de estudio. Ubicación y marcado de trincheras (a y b). Trincheras efectuadas para la obtención de información geológica y para toma de muestras (c, d, e y f).	29
Fig. 3.4 Diagrama de flujo del algoritmo de sísmica que resuelve el problema directo, en él se calculan las trayectorias de los rayos sísmicos y los tiempos de viaje de las ondas sísmicas.	32
Fig. 3.5 Diagrama de flujo del algoritmo de inversión sísmica (SVD) con el que se obtuvieron las imágenes sísmicas Vp y Vs.	40
Fig. 3.6 Arreglo Dipolo-Dipolo. Se muestra el dipolo de corriente (A B), el dipolo de potencial (MN), así como la posición de los electrodos M, N, A y B. a y na son las distancias de los electrodos de acuerdo con la geometría del arreglo Dipolo-Dipolo en donde n toma diferentes valores (1, 2, 3, etc).	49
Fig. 4.1 Sismogramas obtenidos en la adquisición de datos en el sitio de estudio. En ellos se identificaron los primeros arribos (marcas rojas) de las ondas P (a) y S (b).	54
Fig. 4.2 Patrón de Difracción de Rayos X (DRX) para la Unidad A sin carbonatos (muestra pretratada con HCl diluido). Disposición mineralógica: Cuarzo (Qz) e Illite (Ill) (a). Patrones de DRX para la fracción de arcilla de la Unidad D en el original (OR) (b).	56
Fig. 4.3 Tiempos de viaje de ondas P en dirección hacia adelante (rojo) y hacia atrás (azul) en la línea 1	56
Fig. 4.4 Tiempos de viaje de ondas S en dirección hacia adelante (rojo) y hacia atrás (azul) en la línea 1	57
Fig. 4.5 Línea 1. Trayectorias de los rayos sísmicos de acuerdo con la geometría de las unidades litológicas y sus velocidades teóricas propuestas en el modelo. (a) la fuente se ubica en	

0 m, en (b) la fuente se ubica en 24 m, en (c) la fuente se ubica en 48 m, y en (d) la fuente se ubica en 72 m. ....	58
Fig. 4.6 Línea 1. Trayectorias de los rayos sísmicos de acuerdo con la geometría de las unidades litológicas y sus velocidades teóricas propuestas en el modelo. De arriba hacia abajo (a) la fuente se ubica en 98 m, en (b) la fuente se ubica en 74 m, en (c) la fuente se ubica en 50 m, y en (d) la fuente se ubica en 26 m.....	59
Fig. 4.7 Gráficas de los tiempos de arribo de las ondas P. Datos de campo hacia adelante (puntos rojos) y tiempos teóricos obtenidos con el algoritmo vipsismicv25 (diferentes colores). (a) Fuente 1 a 0 m. (b) Fuente 2 en 24 m. (c) Fuente 3 en 48 m. y (d) Fuente 4 en 72 m. ....	60
Fig. 4.8 Gráficas de los tiempos de arribo de las ondas P. Datos de campo hacia atrás (puntos rojos) y tiempos teóricos obtenidos con el algoritmo vipsismicv25 (diferentes colores). (a) Fuente 5 a 98 m. (b) Fuente 6 a 74 m. (c) Fuente 7 a 50 m. y (d) Fuente 8 a 26 m. ....	61
Fig. 4.9 Modelo sintético discretizado para las pruebas del algoritmo de inversión sísmica (SVD) (a). El rectángulo amarillo tiene una velocidad sísmica de 1000 m/s y el resto del modelo (azul) tiene 400 m/s, Trayectorias de los rayos sísmicos (b).....	63
Fig. 4.10 Gráfica de los tiempos calculados por el algoritmo del problema directo. Fuentes sísmicas hacia adelante y atrás (estrellas rojas). Tiempos hacia adelante (puntos rojos y línea), Tiempos hacia atrás (puntos azules y línea). Los puntos fuera de las líneas son tiempos de rayos con trayectorias más largas. ....	64
Fig. 4.11 Velocidades sísmicas de cada una de las 100 celdas del modelo sintético (azul), y las velocidades sísmicas del primer modelo obtenido por el algoritmo de inversión antes de la regularización de Tikhonov (naranja). ....	65
Fig. 4.12 Errores (%) de las velocidades sísmicas obtenidas por el algoritmo de inversión (SVD) en cada una de las celdas del modelo. Se observa en las celdas 84, 87, 94 y 97 un error de 113%. ....	66
Fig. 4.13 Modelo obtenido por el algoritmo de inversión (SVD) antes de la regularización de Tikhonov. La geometría de la estructura central (amarillo), presentó irregularidades en sus límites. En los niveles inferiores (-4 a -5 m) aparecieron estructuras que no existen. ....	67
Fig. 4.14 Errores (%) positivos y negativos de cada una de las celdas del primer modelo antes de la regularización de Tikhonov.....	68
Fig. 4.15 Velocidades sísmicas de las celdas del modelo obtenido por la inversión SVD después de la regularización de Tikhonov (naranja) y velocidades sísmicas del modelo sintético (azul), las diferencias entre ambos valores son muy pequeñas. ....	69
Fig. 4.16 Errores (%) de cada una de las celdas del segundo modelo después de la regularización de Tikhonov. Los errores son pequeños, siendo menores al 10%.....	69
Fig. 4.17 Comparativo de los errores (%) de las celdas del modelo. Errores del modelo obtenido por la inversión SVD antes de la regularización (azul). Errores del modelo obtenido por la inversión SVD después de la regularización de Tikhonov (naranja). ....	70
Fig. 4.18 Segundo modelo obtenido de la inversión sísmica SVD después de la regularización de Tikhonov. El modelo recuperado por la inversión sísmica prácticamente es similar al modelo sintético. ....	71

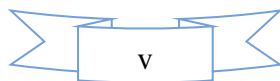




Fig. 4.19 Modelo sintético (a), modelo de la inversión SVD antes de la regularización (b), modelo obtenido por la inversión SVD después de la regularización (c). .....	71
Fig. 4.20 Errores (%) positivos y negativos de las celdas del modelo de la inversión SVD después de la regularización de Tikhonov. Los errores de las celdas del modelo bajaron a valores menores del 10%. .....	72
Fig. 4.21 Gráfica tiempos – distancia calculados por el algoritmo de inversión. Tiempos de arribo calculados para el modelo sintético (puntos rojos con línea), y tiempos de arribo calculados para el modelo generado por la inversión (SVD) después de la regularización (puntos azules con línea). .....	73
Fig. 4.22 Segundo modelo sintético utilizado en las pruebas del algoritmo de inversión sísmica (SVD). (a) Modelo sintético, (b) Trayectorias de los rayos sísmicos propuestos en el modelo, (c) Modelo generado por el algoritmo de inversión y (d) Errores de cada celda del modelo generado por la inversión. ....	74
Fig. 4.23 Imagen de velocidades de ondas P. Aparece bien definida la distribución litológica de los materiales que forman las unidades, su estructura y la variación de la velocidad de las ondas P en la línea 1. ....	75
Fig. 4.24 Imagen de velocidades de ondas S. Se aprecia la distribución litológica de los materiales que forman las unidades, su estructura y la variación de la velocidad de las ondas S a través de la línea 1. ....	75
Fig. 4.25 Imagen de velocidades sísmicas con las trayectorias de los rayos y fuentes sísmicas utilizados en el algoritmo de inversión sísmica (SVD). ....	76
Fig. 4.26 Tiempos de arribo de las ondas P calculados por el algoritmo de inversión (SVD) con la regularización al resolver el problema directo (azul) y tiempos de arribo de los datos de campo (morado). ....	80
Fig. 4.27 Tiempos de arribo de ondas S calculados por el algoritmo de inversión (SVD) con la regularización al resolver el problema directo (rosa claro) y tiempos de arribo de los datos de campo (verde). ....	80
Fig. 4.28 Imagen de la relación de velocidades $V_p/V_s$ . Se observan los cambios de la relación de velocidades sísmicas de los diferentes materiales que forman las unidades litológicas del sitio. ....	81
Fig. 4.29 Imagen de la Razón de Poisson. Se observó el cambio de las propiedades de los diferentes materiales que forman las unidades litológicas del sitio ....	82
Fig. 4.30 Imagen del módulo de Compresibilidad de los materiales existentes en la línea 1 del sitio de estudio. ....	83
Fig. 4.31 Imagen del módulo de corte de los materiales que forman las unidades litológicas en la línea 1 en el sitio de estudio. ....	84
Fig. 4.32 Imagen del módulo de Young de los materiales que forman las unidades litológicas de la línea 1 en sitio de estudio. ....	85
Fig. 4.33 Imagen generada con los valores de la constante de Lamé para la línea 1 del sitio de estudio. ....	86
Fig. 4.34 Gráfica $V_p - V_s$ con los diferentes grupos identificados y correlacionados con las unidades litológicas del sitio de estudio (Grupos a, b y c). ....	88



Fig. 4.35 Los tres grupos encontrados en la gráfica $V_p - V_s$ , corresponden a la distribución espacial de las unidades que forman la litología del sitio de estudio. ....	88
Fig. 4.36 Resultados del sondeo geotécnico 4 sobre la imagen de velocidades sísmicas ( $V_p$ ). ....	90
Fig. 4.37 Resultados del sondeo geotécnico 3 sobre la imagen de velocidades sísmicas ( $V_p$ ). ....	90
Fig. 4.38 Resultados del sondeo geotécnico 4 sobre la imagen del módulo de Young (E). ....	91
Fig. 4.39 Resultados del sondeo geotécnico 3 sobre la imagen del módulo de Young (E). ....	91
Fig. 4.40 Resultados del sondeo geotécnico 4 sobre la imagen del módulo de Compresibilidad (K). Se observa la correlación entre el módulo de compresibilidad y la información geotécnica. ....	92
Fig. 4.41 Resultados del sondeo geotécnico 3 sobre la imagen del módulo de Compresibilidad (K). .....	92
Fig. 4.42 Imagen de la distribución de la densidad de las unidades litológicas del sitio de estudio en la línea 1. ....	93
Fig. 4.43 Imagen de la distribución de la porosidad de las unidades litológicas de la línea 1. ....	97
Fig. 4.44 Imágenes de densidad (a) y porosidad (b), los sedimentos no consolidados (Unidades A, B y C) se encuentran arriba de la línea negra. En la roca consolidada se observan estructuras lenticulares (Unidad D) y (c) Distribución espacial de los materiales de los grupos encontrados en la gráfica $V_p - V_s$ . ....	98
Fig. 4.45 Gráfica de la relación entre la densidad y la porosidad de las unidades litológicas del sitio de estudio. ....	101
Fig. 4.46 Gráfica de la relación entre el Módulo de Compresibilidad y la Densidad de las unidades del sitio. ....	102
Fig. 4.47 Gráfica de la relación entre el Módulo de Compresibilidad y la Porosidad de las unidades del sitio. ....	102
Fig. 4.48 Gráfica de la relación entre el Módulo de Corte y la Densidad de las unidades del sitio. ....	103
Fig. 4.49 Gráfica de la relación entre el Módulo de Corte y la Porosidad de las unidades del sitio. ....	103
Fig. 4.50 Gráfica de la relación entre la Densidad y la Razón de Poisson. ....	105
Fig. 4.51 Gráfica de la relación entre la Porosidad y la Razón de Poisson. ....	105
Fig. 4.52 Imagen de resistividad aparente que muestra los datos adquiridos en la Línea 1. ....	105
Fig. 4.53 Valores de resistividad aparente por nivel. Datos crudos (izq.), datos corregidos (der.).	106
Fig. 4.54 Ventana parcial de Excel en donde se realizó la corrección de los datos crudos de resistividad aparente. ....	107
Fig. 4.55 Ventana de Excel con algunas curvas geoelectricas de los SEVs realizados con el arreglo Dipolo-Dipolo en la línea 1. ....	107
Fig. 4.56 Ventana principal del programa IX1D v3. En la ventana se muestra la orientación de la línea, la ubicación de los SEVs y la longitud total del tendido de cables. ....	108
Fig. 4.57 Ventana del programa IX1D v3 donde se efectúa la inversión de cada sondeo eléctrico vertical de la línea 1 (localizado a 43 m sobre la línea 1). ....	109

Fig. 4.58 Ventana del programa IX1D donde se observan las curvas de los datos de cada uno de los sondeos en la línea 1 (superior) y los modelos de cada sondeo obtenidos de la inversión de datos (inferior). .....	110
Fig. 4.59 Imagen de resistividad de las unidades litológicas en la línea 1. Aparecen estructuras lenticulares a una profundidad aprox. de 3.0 – 8.5 m (lutita calcárea) con resistividad eléctrica alta (170 – 210 ohm-m) (naranja). .....	111
Fig. 4.60 Imagen de resistividad de la línea 1 con diferente escala de colores. Las estructuras lenticulares (lutita calcárea) se ubicaron a una profundidad aprox. de 3.0 – 8.5 m de profundidad (verde-morado). .....	112
Fig. 4.61 Imagen de resistividad de la línea 1 después de 3 días de lluvias intensas. ....	114
Fig. 4.62 Imagen de resistividad de la línea 1 después de 3 días de lluvias intensas con una escala de colores diferente. ....	114
Fig. 4.63 Mapa de precipitación de las lluvias asociadas con la tormenta tropical “Arlene” del 01 de julio de 2011 (Hernández-Unzón y Bravo-Lujano, 2011). ....	115
Fig. 4.64 Imagen de valores de resistividad en temporada de sequía (a) y en temporada de lluvia (b) de la línea 1. Así como el lugar en donde se realizaron los sondeos geotécnicos. ....	117
Fig. 4.65 Imagen de resistividad eléctrica de la línea 1 con diferentes rangos de valores y diferentes colores, en donde se puede apreciar la geometría de las estructuras con mayor claridad. ....	118
Fig. 4.66 Secciones ampliadas de las imágenes de resistividad realizadas en la Fig. 4.64 (a y b) temporada de sequía, (c y d) temporada de lluvia. ....	120
Fig. 4.67 Secciones ampliadas de las imágenes de resistividad realizada en la Fig. 4.65 en la temporada de sequía (a y b) y secciones ampliadas de la imagen de resistividad en la temporada de lluvia (c y d). ....	121
Fig. 4.68 Imagen del posible flujo del agua meteórica (líneas punteadas azules) hacia el acuífero local. Las imágenes a y b tienen diferente rango de colores para resaltar detalles en la distribución de la resistividad real. ....	122
Fig. 4.69 Imagen sísmica Vp (a), y de resistividad (b). Se observan las similitudes entre ambas estructuras lenticulares identificadas por la sísmica y la resistividad eléctrica. ....	124
Fig. 4.70 Imagen sísmica (Vs) y de resistividad eléctrica en donde se observan las similitudes de las estructuras lenticulares identificadas por ambos métodos geofísicos. ....	125
Fig. 4.71 Imagen sísmica y de resistividad eléctrica que muestra las dimensiones de las estructuras lenticulares. a) anomalías sísmicas, b) anomalías de resistividad eléctrica. ....	127
Fig. 4.72 Imagen sísmica y de resistividad eléctrica con los detalles de la información geológica del sondeo geotécnico 4. ....	129
Fig. 4.73 Imágenes sísmica y resistividad eléctrica con los detalles de la información geológica del sondeo geotécnico 3. ....	130
Fig. 4.74 Combinación de tres imágenes sísmicas y tres imágenes de resistividad con diferentes tonos de colores de la línea 1. Las estructuras lenticulares en las imágenes coinciden aceptablemente en sus dimensiones y forma geométrica. ....	131
Fig. 5.1 Imagen de la relación de velocidades sísmicas Vp/Vs (a) y la relación de Poisson (b) de las unidades litológicas con información geológica del sondeo geotécnico 4 en la línea 1. ....	135

Fig. 5.2 Imagen de la relación de velocidades sísmicas $V_p/V_s$ (a) y la relación de Poisson (b) de las unidades litológicas con la información geológica del sondeo geotécnico 3 en la línea 1. ....	135
Fig. 5.3 Imagen del módulo de Compresibilidad (Bulk) (a) y el módulo de Corte (Shear) (b) de las unidades litológicas con información geológica del sondeo geotécnico 4 en la línea 1. ....	136
Fig. 5.4 Imagen del módulo de Compresibilidad (Bulk) (a) y el módulo de Corte (Shear) (b) de las unidades litológicas con información geológica del sondeo geotécnico 3 en la línea 1. ....	137
Fig. 5.5 Imagen del módulo de Young (a) y de la constante de Lamé (b) de las unidades litológicas con información geológica del sondeo geotécnico 4 en la línea 1. ....	137
Fig. 5.6 Imagen del módulo de Young (a) y de la constante de Lamé (b) de las unidades litológicas y la información geológica del sondeo geotécnico 3 en la línea 1. ....	138
Fig. 5.7 Diferentes imágenes del Cerro del Bernal en el Municipio de González, Tamps. La forma del cerro cambia en dependencia de la posición en que se mire el cerro. ....	144
Fig. 5.8 Imágenes obtenidas (verde) según la dirección de los rayos que inciden en los cuerpos estudiados (azul), la imagen recuperada puede tener diferente aspecto (imagen 1, 2 y 3 en color verde). Sin embargo, los objetos de estudio son los mismos (azul) (Mueller y Siltanen, 2012). ....	145
Fig. 5.9 Perspectiva tridimensional de la distribución de las unidades litológicas del sitio de estudio. En ella se observan las estructuras presentes en las cuatro líneas sísmicas. ....	146
Fig. 5.10 Perspectiva tridimensional de la distribución de los grupos encontrados en las gráficas $V_p - V_s$ del sitio de estudio. En ella se observa con claridad las estructuras presentes en las cuatro líneas sísmicas. ....	148
Fig. 5.11 Imágenes sísmicas ( $V_p$ ) por niveles de profundidad de las cuatro líneas en el sitio de estudio. ....	149
Fig. 5.12 Imágenes 2.5 D de los grupos obtenidos a partir de la gráfica de $V_p-V_s$ por niveles de profundidad de las cuatro líneas en el sitio de estudio. ....	150
Fig. 5.13 Imagen satelital que muestra las poblaciones de Hualahuises y Linares al centro, a la izquierda la Sierra Madre Oriental con su orientación (línea amarilla NW-SE) (a) (Google Earth, s.f.). Imagen digital de elevaciones de la Sierra Madre Oriental al Oeste y la Llanura Costera del Golfo al Este (b) (Topographic-map.com, s.f.). ....	153
Fig. 5.14 Carta Geológica-Minera G14-11 Linares. Lineamientos de las estructuras geológicas (pliegues) cercanas a la SMO en la región de Linares. La dirección de los pliegues encontrados en la región de Linares, N. L. es similar a la dirección general de la SMO (+ 15°/- 15 %) (Servicio Geológico Mexicano, 2008). ....	154
Fig. 5.15 Perspectiva de la distribución de las unidades litológicas A y B (sedimentos no consolidados) a una profundidad de 0.5 m. La Unidad B (verde claro) predomina su distribución en relación con la Unidad A (verde olivo) la cual aparece solo en algunas pequeñas áreas de la superficie. ....	155
Fig. 5.16 Imagen de la distribución de las unidades litológicas B y C (sedimentos no consolidados). La Unidad C (verde oscuro) predomina sobre la Unidad B (verde claro) a una profundidad de 2 m. ....	155

- Fig. 5.17 Imagen de la roca consolidada de la Formación Méndez (Unidad D) a una profundidad de 5 m. Lutita (color gris) y estructuras lenticulares de lutita calcárea (rosa-morado). Se observaron pequeñas áreas muy fracturadas (amarillo y verde) en la zona de transición entre los sedimentos no consolidados y la roca..... 156
- Fig. 5.18 Imagen de la Unidad D a una profundidad de 7 m. Las estructuras lenticulares formadas por un horizonte de lutita calcárea (rosa-morado) aparecen en este nivel. Las áreas pequeñas muy fracturadas se ubican entre las estructuras lenticulares (amarillo y verde). En color gris se observó la lutita de la Unidad D. .... 157
- Fig. 5.19 Áreas fracturadas entre las estructuras lenticulares (amarillo y verde) en los niveles de 5 (a) y 7 m (b) de profundidad. En ambas imágenes se observó el lineamiento aproximado que presentan las fracturas ( $158^{\circ}$ ). .... 158
- Fig. 5.20 Modelo que explica el proceso de desarrollo de las estructuras lenticulares determinadas en las imágenes sísmicas, así como su relación tectónica con la SMO y la Orogenia Laramide. .... 160

## Resumen

Una de las tareas de mayor importancia en la geofísica, es la caracterización del subsuelo de un sitio para conocer sus características físicas, químicas, mineralógicas, etc., de las unidades geológicas que lo componen, contribuyendo a la solución de problemas de Ingeniería (civil, hidrología, exploración de minerales y de energéticos fósiles). En este trabajo se adquirieron datos de sísmica de refracción y de resistividad eléctrica en un sitio ubicado en la Facultad de Ciencias de la Tierra (FCT) en Linares Nuevo León, con el propósito de realizar una caracterización litológica y petrofísica completa. En el sitio se cuenta con información geológica suficiente para verificar la exactitud de los resultados. Los datos sísmicos se procesaron por medio de dos algoritmos, uno resuelve el problema directo, el cual calcula los tiempos de arribo por medio de las trayectorias de rayos sísmicos. El otro resuelve el problema inverso por medio de la *Descomposición de Valores Singulares* de una matriz (SVD por sus siglas en inglés). El algoritmo de inversión sísmica (SVD) generó imágenes sísmicas (velocidades:  $V_p$  y  $V_s$ ; la relación de velocidades,  $V_p/V_s$ ). Asimismo, se calcularon los módulos elásticos por medio de sus relaciones de las velocidades sísmicas para generar sus imágenes (*módulo de Compresibilidad, de Corte, de Young, razón de Poisson y constante de Lamé*), y las imágenes de densidades y porosidades de las unidades litológicas.

Los datos de resistividad se procesaron por medio de un software comercial el cual resuelve el problema directo e inverso para obtener las imágenes de resistividad del subsuelo. Los modelos sísmicos y de resistividad fueron comparados con información geológica (sondeos geotécnicos y estratigrafía en trinchera) y mineralógica (difracción de rayos X) para evaluar sus resultados. Los modelos sísmicos obtenidos con el método SVD mostraron gran detalle la distribución de las unidades litológicas, facilitando así su distinción. Se evidenciaron las heterogeneidades laterales y verticales de cada unidad, lo cual permitió la caracterización litológica y petrofísica del sitio. Los sedimentos no consolidados presentaron densidades de  $1.23 - 1.60 \text{ gr/cm}^3$  y porosidades de  $40 - 70.7 \%$ , identificándose tres unidades no consolidadas en los primeros metros. Una zona transicional por debajo de éstos, con densidades de  $1.60 - 1.90 \text{ gr/cm}^3$  y porosidades de  $49 - 55 \%$ . A mayor profundidad, se encontró la roca consolidada, formada por lutita con densidades de  $1.90 - 2.15 \text{ gr/cm}^3$  y porosidades de  $30 - 40 \%$ , y lutita calcárea con densidades de  $2.15 - 2.41 \text{ gr/cm}^3$  y porosidades de  $11.7 - 30 \%$ . El modelo de resistividades mostró que los sedimentos no consolidados tienen resistividades de  $5 - 60 \Omega\text{m}$ , la zona transicional no se identificó y la roca consolidada con resistividad de  $80 - 210 \Omega\text{m}$ . En este trabajo se observó que los modelos sísmicos y de resistividad son compatibles entre sí. Sin embargo, los modelos sísmicos proporcionan una mejor visión y exactitud de las características litológicas y petrofísicas de las rocas, por lo que define mejor los límites entre las unidades y sus heterogeneidades.

Finalmente, las imágenes sísmicas 2.5D dieron una perspectiva tridimensional del subsuelo del sitio en la FCT. Las estructuras encontradas a una profundidad de  $3 - 8 \text{ m}$  (tipo *lenticular*), dan una evidencia de correlación de los efectos de los esfuerzos tectónicos de la Orogenia Laramide que ocasionaron la deformación general de las rocas del Mesozoico y que originaron la Sierra Madre Oriental (SMO) entre Monterrey, N. L. y Cd. Victoria, Tamps. Esta posible correlación sugiere un estudio más profundo para poder dar una conclusión que determine el origen de estas estructuras de tipo *lenticular*.

## Abstract

One of the most important tasks for geophysics is the subsoil characterization to know their physical, chemical, or mineralogical characteristics of the geological units that make up the subsoil, contributing to the solution of engineering problems (civil, hydrology, exploration of minerals and fossil energy). In this work, refraction seismic and electrical resistivity data were acquired at a site located at the Faculty of Earth Sciences (FCT) in Linares Nuevo León, with the objective to perform a full lithological and petrophysical characterization. The site has enough geological information to verify the accuracy of the results. The seismic data were processed by means of two algorithms, one solves the direct problem, calculating the arrival times through the seismic ray paths. The other solves the inverse problem through the Singular Values Decomposition (SVD). The resistivity data was processed through a commercial software which solves the direct and inverse problem. The seismic inversion algorithm (SVD) generated seismic images (velocities:  $V_p$  and  $V_s$ ; velocity ratio,  $V_p/V_s$ ). Also, the elastic constants were calculated through their relationships to generate their images (Bulk's modulus, Shear modulus, Young modulus, Poisson's ratio and Lamé constant), as well as the images of densities and porosities of the lithological units.

The resistivity images of the site were generated with a commercial software. Seismic and resistivity models were compared with geological information (geotechnical soundings and trenches stratigraphy) and mineralogical (X-ray diffraction) to evaluate their results. The models obtained with the SVD method showed in detail the distribution of the lithological units, thus facilitating their distinction. The lateral and vertical heterogeneities of each unit were evidenced, which allowed the lithological and petrophysical characterization of the site. Unconsolidated sediments presented densities from 1.23 – 1.60 gr/cm<sup>3</sup> and porosities from 40 – 70.7%, identifying three unconsolidated units in the first meters, a transitional zone below them with densities from 1.60 – 1.90 gr/cm<sup>3</sup> and porosities from 40 – 55%, and a deeper consolidated rock was found, formed by shale with densities from 1.90 – 2.15 gr/cm<sup>3</sup> and porosities from 30 – 40%, and calcareous shale with densities from 2.15 – 2.41 gr/cm<sup>3</sup> and porosities from 11.7 – 30%. The resistivity model showed that the unconsolidated sediments have resistivities from 5 to 60  $\Omega$ m, the transitional zone was not identified, and the resistivity of the consolidated rock was 80 – 210  $\Omega$ m. In this work it was observed that the seismic and resistivity models are compatible with each other. However, seismic models provide a better view and accuracy of the lithological and petrophysical characteristics of the rocks, so it better defines the boundaries between the units and their heterogeneities.

Finally, 2.5D seismic images provide a three-dimensional perspective of the subsoil of the site of the FCT. The structures found at a depth of 3 – 8 m (*lenticular* type), show evidence of correlation with the effects of the tectonic stress of the Laramide Orogeny that caused the general deformation of the Mesozoic rocks and that gave rise to the Sierra Madre Oriental (SMO) between Monterrey, Nuevo León and Cd. Victoria, Tamaulipas. This possible correlation observed with geophysics suggests a deeper study to be able to give a conclusion that determines the origin of these *lenticular* type structures.

# 1 Generalidades

## 1.1 Introducción

Las actividades de la sociedad exigen satisfacer necesidades cada vez más demandantes. Tanto las ciudades con alta densidad de población y desarrollo industrial, así como las poblaciones rurales con actividades agropecuarias, requieren de un suministro de agua garantizado, el cual es estratégico para el desarrollo sustentable, económico y social del noreste de México.

El conocimiento de la densidad y la porosidad de las rocas del subsuelo, en gran medida garantiza un mayor porcentaje de éxito en las actividades de exploración de agua subterránea para determinar nuevas localidades a perforar.

El cálculo de los módulos elásticos (módulo de compresibilidad, módulo de corte, módulo de Young, constante de Lamé y Razón de Poisson) por medio de estudios sísmicos, ha sido un tema muy investigado por su importancia en diversos campos; en la minería, se aplica en el diseño de pendientes, perforaciones y voladuras, excavaciones internas y recuperación *in situ*, en la construcción de instalaciones para la explotación de recursos energéticos, *p. ej.*, en la construcción de hidroeléctricas y plantas nucleares, en el almacenamiento subterráneo de aceite y gas, disposición subterránea de basura nuclear; geotermia, perforación petrolera, fracturamiento hidráulico, estabilidad de pozos, entre otras aplicaciones. En infraestructura del transporte, *p. ej.*, en el diseño de pendientes y túneles de autopistas y vías de ferrocarril, estructuras de puentes, canales, transporte urbano rápido como el metro, túneles y estaciones subterráneas, tuberías enterradas y muchas más aplicaciones (Zhang, 2017).

Existen diferentes métodos para obtener los módulos elásticos de las rocas y sus relaciones con las velocidades sísmicas ( $V_p$  y  $V_s$ ). Estos se pueden dividir en dos categorías generales: (1) los métodos directos, que incluyen pruebas de muestras *in situ* y de laboratorio y (2) los métodos indirectos, que incluyen correlaciones, análisis de observaciones de campo con estructuras de prototipos y la adquisición de datos sísmicos (Zhang, 2017).

Generalmente, los métodos directos se consideran más confiables para establecer los módulos elásticos de las rocas. Sin embargo, también presentan distintos inconvenientes,



tales como errores en las mediciones por causas instrumentales o una deficiente preparación de las muestras. Otro inconveniente es la dificultad para acceder a un laboratorio dotado con equipos bien calibrados y certificados con un control de calidad estricto y una metodología bien establecida, el alto costo y el tiempo que se requiere en los análisis. Debido a estas inconveniencias, los métodos indirectos son muy utilizados. Además, éstos contribuyen a la confirmación o validación de las pruebas de laboratorio (Zhang, 2017).

La caracterización y clasificación de los materiales del subsuelo ha sido un reto interesante para la geofísica, considerando las heterogeneidades de su distribución. Existen trabajos orientados a resolver este problema y poder proporcionar modelos que muestren una representación detallada del subsuelo a través de diferentes metodologías de inversión de diferentes datos geofísicos (por ejemplo, Bosch y McGraughey, 2001; Gallardo y Meju, 2003; Meju et al., 2003; Wisén y Christensen, 2005; Kowalsky et al., 2006; Carcione et al., 2007).

El cálculo de los módulos elásticos, se ha realizado por medio de ensayos de laboratorio en donde se han sometido muestras de roca que provienen de diferentes ambientes geológicos para obtener las relaciones entre velocidades sísmicas, los módulos elásticos, la densidad y la porosidad de las rocas; encontrando diversas asociaciones teóricas entre ellas (por ejemplo, Ishihara, 1970; Gardner et al., 1974; Potter et al., 1996; Knackstedt et al., 2003; Hamada, 2004; Han y Batzle, 2004; Geldart y Sheriff, 2008; Mavko et al., 2009; Carvalho et al., 2009; Uyanik, 2011). Así, los módulos elásticos,  $E$  (Módulo de Elasticidad o Young),  $\nu$  (coeficiente de Poisson),  $K$  (módulo de Compresibilidad),  $G$  (módulo de Rigidez) o  $\mu$  (módulo de Corte), y  $\lambda$  (constante de Lamé), caracterizan el comportamiento elástico de una roca que se deforma elásticamente. Es decir, es la relación entre los esfuerzos (tensión o compresión) aplicados y las deformaciones unitarias en las diferentes direcciones de sus ejes, *p. ej.*, Peng y Zhang (2007); Mavko et al. (2009); Dvorkin et al. (2014). Entre sus aplicaciones, está la investigación del comportamiento y propiedades físicas de la lutita y esquistos debido a que sus minerales presentan altas anisotropías elásticas, las cuales tienen implicaciones importantes para la interpretación de los tiempos de viaje de las ondas sísmicas en las rocas, punto relevante en la exploración petrolera (Johansen et al., 2004; Militzen et al., 2011).

La densidad y la porosidad son dos propiedades petrofísicas muy importantes por su relevante utilidad en diferentes aplicaciones de la ingeniería, particularmente en la perforación de pozos petroleros, de agua subterránea y pozos geotérmicos.

La densidad de la roca, también conocida como Bulk density (en el idioma inglés), es una medida de la masa de la roca contenida en una unidad de volumen (*densidad = masa / volumen*). Generalmente, se expresa en  $\text{gr/cm}^3$ . Como la mayoría de las rocas son un medio poroso, no solo depende de la densidad del material sólido de la matriz, sino también de la densidad de los fluidos en los poros y de la saturación de estos; como muestra la siguiente ecuación:

$$\rho_b = (1 - \phi) \rho_{ma} + \phi \rho_f \quad (1)$$

donde  $\rho_b$  es la densidad de la roca o Bulk density;  $\rho_{ma}$  es la densidad de la matriz o densidad del sólido,  $\rho_f$  es la densidad del fluido y  $\phi$  es la porosidad (Peng y Zhang, 2007).

Algunos autores han proporcionado tablas con valores de la densidad de la matriz para minerales comunes y densidades de diferentes tipos de rocas (Telford et al., 1984; Peng y Zhang, 2007; Ellis y Singer, 2008; Yu et al., 2000, 2015; Baker et al., 2015; Zhang, 2017).

La densidad y la porosidad de la roca se puede medir de manera directa en el laboratorio por medio de muestras de núcleos de pozos perforados y por medio de muestras inalteradas tomadas a poca profundidad (Balakrishna y Narayana, 1960; Gardner et al., 1974; Quintanilla y Reyes, 2012; Andersen et al., 2013; Rahmouni et al., 2014; Yu et al., 2000, 2015).

De manera indirecta se evalúan por medio de registros geofísicos en pozos, como los registros de densidad, sísmico y de imagen de pared del pozo (Telford et al., 1984; Miller y Stewart, 1990; Schlumberger, 1991; Lowrie, 2007; Ellis y Singer, 2008; Quintanilla y Reyes, 2012), o por medio de métodos geofísicos aplicados en la superficie, como la gravimetría y la sísmica (Telford et al., 1984; Burger et al., 2006; Lowrie, 2007).

Es muy práctico determinar la densidad de la roca por medio de los métodos geofísicos ya que la adquisición de los datos es rápida, se cubren grandes distancias de estudio, el procesamiento de los datos es rápido y su costo no es muy elevado si se compara con las mediciones de laboratorio, en donde se requiere una preparación especial de las muestras.

Gardner et al. (1974) presentaron una relación entre la densidad de la roca y las velocidades de las ondas sísmicas longitudinales en rocas sedimentarias.

Esta fue formulada a partir de muchas pruebas de laboratorio y observaciones de campo:

$$\rho_b = 0.23 V_p^{0.25} \quad (2)$$

donde  $\rho_b$  es la densidad de la roca en  $\text{gr/cm}^3$  y  $V_p$  es la velocidad de la onda longitudinal en pies/s. Si se desea manejar medidas en el sistema internacional, la relación (2) cambia a:

$$\rho_b = 0.31 V_p^{0.25} \quad (3)$$

donde  $V_p$  está en m/s (Quijada y Steward, 2007).

La relación anterior proporciona una aproximación aceptable entre la densidad y la velocidad sísmica ( $V_p$ ) de las rocas sedimentarias como la arenisca, lutita, caliza y dolomita.

La porosidad es la fracción de volumen de roca ocupado por huecos o espacios vacíos y esta se expresa de la siguiente manera:

$$\phi = \frac{V_{poros}}{V_{roca}} \quad (4)$$

donde  $\phi$  es la porosidad,  $V_{poros}$  es volumen de poros y  $V_{roca}$  es el volumen de roca. Generalmente se expresa en porcentaje (%) (Telford et al., 1984; Peng y Zhang, 2007; Baker et al., 2015; Yu et al., 2015; Zhang, 2017).

Al igual que la densidad, algunos autores proporcionaron tablas con valores de la porosidad de diferentes tipos de rocas estudiadas en diferentes localidades, las cuales se pueden tomar como una referencia (Freeze y Cherry, 1979; Peng y Zhang, 2007; Earle, 2015; Baker et al., 2015; Yu et al., 2015; Zhang, 2017)

Estudios de laboratorio han demostrado que las propiedades petrofísicas (porosidad, densidad, saturación de fluidos, tipo de fluidos, fracturamiento, contenido de minerales y presión) de las rocas, son factores que influyen en el comportamiento de los valores geofísicos de las rocas (resistividad eléctrica, conductividad eléctrica, susceptibilidad magnética, valores de gravedad, velocidades sísmicas, etc.). (Gardner et al., 1974; Arroyo et al., 2006; Carcione et al., 2007; Wang y Gelius, 2010).

En este trabajo en particular, se explora otro camino alternativo para obtener las velocidades sísmicas ( $V_p$  y  $V_s$ ) de un sitio típico del Noreste de México, ubicado en Linares, Nuevo León a partir de los tiempos de viaje de las ondas sísmicas. Para efectuar la inversión sísmica; generalmente, se utilizan diversas metodologías convencionales que utilizan el método de *mínimos cuadrados* en donde las matrices son tratadas por medio del álgebra lineal. Generalmente, los modelos del subsuelo obtenidos por medio de mínimos cuadrados tienden a ser suavizados para que las transiciones de las unidades geológicas no tengan sobresaltos. En general, estos modelos obtienen una representación apropiada del subsuelo. Sin embargo, cuando se desea investigar las heterogeneidades verticales y horizontales de las unidades, es necesario extraer los valores con la suficiente resolución para que se puedan observar estas diferencias.

En este trabajo se utilizó el método por *Descomposición de Valores Singulares* (SVD) para efectuar la inversión sísmica. Una de las grandes ventajas de este método, es que permite calcular de manera directa la pseudo-inversa ( $\mathbf{G}^{-*}$ ) al descomponer la matriz  $\mathbf{G}$  en tres matrices, dos de ellas ortogonales y una matriz diagonal. Con lo que ofrece mayor detalle de las diferencias de los valores de las velocidades sísmicas. La aplicación del método SVD en problemas geofísicos, aparece en las décadas de 1980 y 1990; posteriormente, este método es tratado en distintas literaturas de la teoría del problema de inverso, *p. ej.*, [Ker \(2016\)](#), [Menke \(2012\)](#), [Aster et al., \(2013\)](#), [Mueller y Siltanen \(2012\)](#).

Recientemente, el método SVD se ha utilizado para mejorar la señal de datos sísmicos, para atenuar el ruido aleatorio y mejorar las señales sísmicas con alto ratio de la señal-ruido, así como para mejorar las señales electromagnéticas del Radar de Penetración del Suelo ([Bekara y van der Baan, 2007](#); [Gan et al., 2015](#); [liu et al., 2017](#)). Sin embargo, este método no se ha utilizado para caracterizar las propiedades físicas de las unidades litológicas someras del subsuelo; y así, obtener las velocidades sísmicas a partir de los tiempos de viaje de las ondas  $P$  y  $S$ .

La contribución de este trabajo es la aplicación del método SVD en la inversión sísmica para caracterizar unidades geológicas someras, la cual es una aplicación no explorada para mejorar los modelos obtenidos por medio de la inversión convencional de mínimos cuadrados y que permite observar las heterogeneidades de las unidades.

## 1.2 Hipótesis

Algunas condiciones físicas de las rocas son: la distribución del tamaño de los granos que la forman, los espacios o poros que existen entre los granos (porosidad), la densidad, el fracturamiento (porosidad secundaria), la disolución en algunas rocas como los carbonatos (porosidad terciaria), el tipo de fluido que se encuentra en los poros, el porcentaje de fluido que ocupa los poros (saturación), los minerales que forman la roca (metálicos y no metálicos), las alteraciones de los minerales por reacciones químicas entre ellos, condiciones de presión y temperatura (Figura 1.1).

Las propiedades físicas de las rocas dan lugar a los valores geofísicos que podemos medir de ellas. Para poder obtener esas propiedades físicas (petrofísicas) es necesario realizar el problema inverso (inversión) de los datos geofísicos medidos (Figura 1.2). Este proceso es complejo, debido a que generalmente todo proceso de inversión es *mal condicionado*. Además, hay que considerar el error natural añadido al realizar la adquisición de los datos.

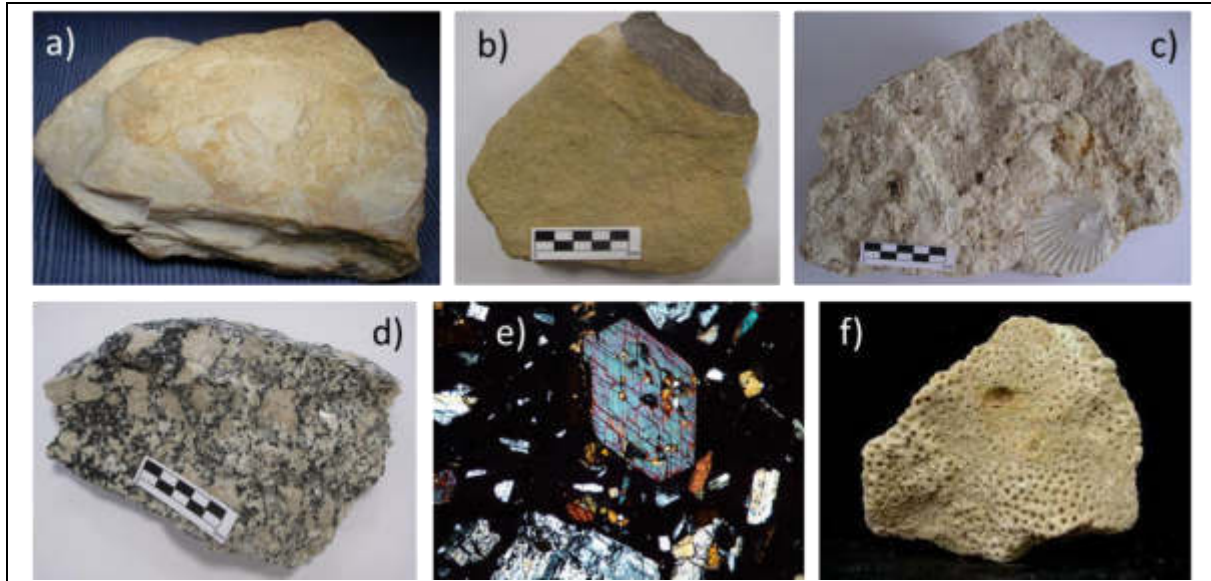


Fig. 1.1 Diferentes condiciones físicas y mineralógicas de las rocas. (a) Marga silícea, (b) Arenisca del Paleógeno, (c) Caliza fosilífera del Mioceno, (d) Granito con textura cristalina Fanerítica, (e) Anfíboles, (f) Caliza arrecifal del Mioceno superior (obtenido de: “Atlas de Rocas Ígneas”; Pinterest, s.f.; “Región de Murcia Digital”; Rocalbum, s.f.).

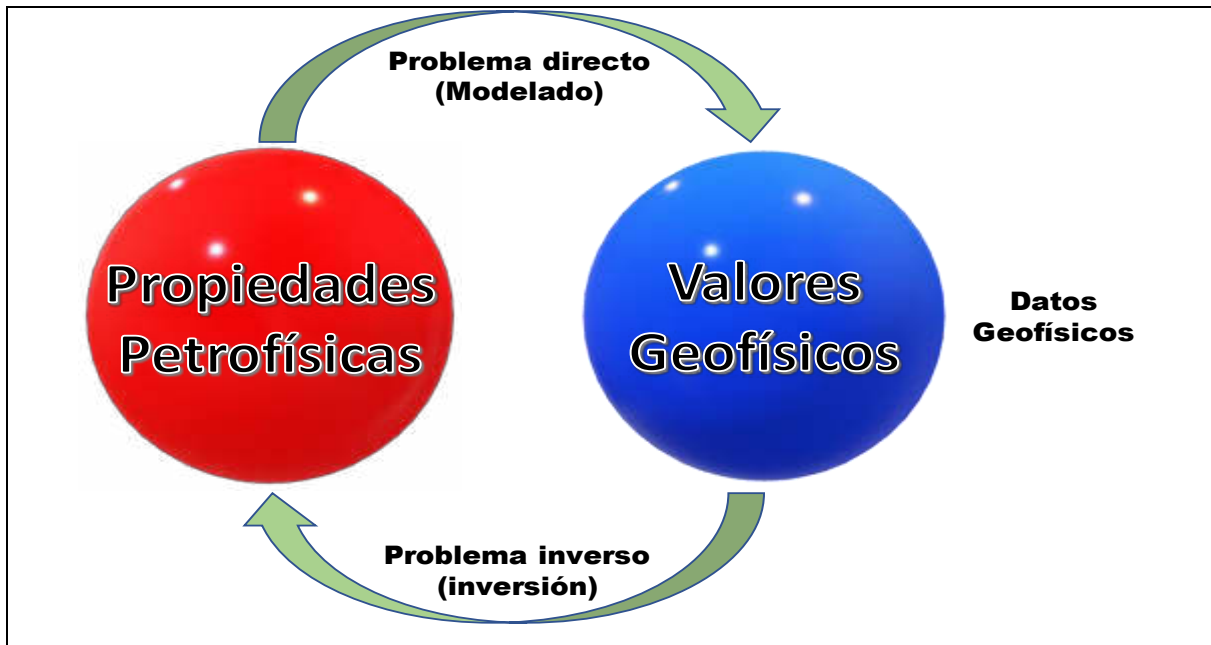


Fig. 1.2 Si las propiedades físicas de la roca originan los valores geofísicos medidos; en el sentido inverso, a partir de los datos geofísicos, será posible recuperar los valores de las propiedades físicas de las rocas.

Se ha observado que los modelos geofísicos obtenidos por inversión convencional de *mínimos cuadrados* muestran una aproximación de las propiedades físicas del subsuelo.

De acuerdo con lo anterior, se plantea la siguiente Hipótesis:

*Si se realiza la inversión de datos de manera directa, evitando procesos complejos que omitan detalles o amplifiquen errores en los resultados, permitirá extraer información más detallada del subsuelo para configurar un modelo físico más representativo del medio geológico.*

La inversión de datos geofísicos realizada por medio de la *Descomposición de Valores Singulares* es un método que ofrece estas ventajas para lograr la meta planteada.

La verificación y la correlación de los resultados fue posible gracias a la información geológica obtenida por algunos sondeos geotécnicos y en algunas trincheras realizadas en el sitio de estudio.

### 1.3 Objetivo General y Objetivos Específicos

Efectuar una caracterización litológica, petrofísica y estructural de las unidades litológicas someras en un sitio de estudio en el noreste de México.

#### Objetivos Específicos

- a. Obtener las velocidades sísmicas ( $V_p$  y  $V_s$ ) y las resistividades eléctricas de las unidades litológicas someras, de tal forma que puedan mostrar las heterogeneidades del subsuelo.
- b. Obtener las propiedades petrofísicas (densidad y porosidad de las unidades) y los módulos elásticos de las unidades por medio de sus relaciones para generar sus gráficas.
- c. Efectuar un análisis de las coincidencias y discrepancias de las imágenes sísmicas y de resistividad.
- d. Efectuar un análisis de la imagen tridimensional de la distribución y de las estructuras de las unidades litológicas del sitio estudiado.

### 1.4 Metas

Para lograr los objetivos de este trabajo, se establecieron las siguientes metas:

1. Mostrar que la aplicación del método de *Descomposición de Valores Singulares* (SVD) es un método que ofrece una gran ventaja con respecto los métodos tradicionales de *mínimos cuadrados* utilizados en la inversión sísmica, al calcular de manera directa la pseudo-inversa ( $\mathbf{G}^{-*}$ ) de la matriz  $\mathbf{G}$ .
2. Generar imágenes sísmicas con el algoritmo de inversión (SVD) que muestren con claridad los límites de las unidades someras y sus variaciones laterales y verticales de las velocidades sísmicas (heterogeneidades) para efectuar un análisis de los resultados con información geológica del sitio.
3. Generar imágenes de los módulos elásticos de las unidades litológicas para efectuar un análisis de los resultados con información geológica del sitio.



4. Generar las imágenes de densidad y porosidad de las unidades litológicas para efectuar un análisis de los resultados con información geológica del sitio.
5. Evaluar las diferencias y coincidencias de las imágenes sísmicas y de resistividad.
6. Obtener una imagen 2.5 D de la distribución y estructuras de las unidades litológicas del sitio de estudio.

### 1.5 Antecedentes y Trabajos Previos en la Región de Linares

[Montalvo-Arrieta et al. \(2005\)](#) realizaron una microzonificación del municipio de Linares, N. L., por medio de la obtención de velocidades de ondas *P* y *S* de las unidades geológicas que forman la litología de la zona hasta una profundidad aproximada de 30 metros. Las velocidades sísmicas correspondientes a cada unidad geológica fueron obtenidas directamente de los sismogramas al graficar los tiempos de viaje de las ondas *P* y *S*. Este fue el primer trabajo realizado en la región con el fin de limitar la extensión de las unidades litológicas que afloran en el municipio a través de sus velocidades sísmicas.

Posteriormente, [Montalvo-Arrieta et al. \(2011\)](#) realizaron una regionalización de las unidades litológicas aflorantes en todo el Estado de Nuevo León con el objetivo de evaluar el potencial de riesgo geológico de cada unidad derivado de un posible evento sísmico en el estado.

[Infante et al. \(2010\)](#), realizaron una clasificación litológica de las unidades existentes en la FCT en Linares, Nuevo León, utilizando inversión conjunta de datos sísmicos y de resistividad. Este trabajo permitió realizar dicha clasificación con mayor detalle. En este trabajo, se correlacionaron los valores de resistividad eléctrica y de velocidades de las ondas *P* correspondientes a cada una de las unidades litológicas del sitio de estudio por medio de gráficos de Velocidades – Resistividades. Este fue el primer trabajo realizado en la zona, en el que se calcularon las velocidades sísmicas y las resistividades eléctricas por medio de la inversión conjunta, utilizando un algoritmo desarrollado anteriormente ([Gallardo y Meju, 2003; 2004](#)). Con la inversión conjunta, se obtuvieron los modelos suavizados de sísmica y de resistividad, los cuales facilitaron la clasificación litológica de las unidades del subsuelo.

Este trabajo fortalece el conocimiento de las propiedades petrofísicas y el comportamiento mecánico de las diferentes unidades litológicas que forman el subsuelo de la región de Linares, Nuevo León, con lo cual contribuye en las áreas de la construcción de infraestructura y la localización de pozos para abastecimiento de agua subterránea, la cual es escasa en esta parte del país.

## 1.6 Localización del Área de Estudio

El área de estudio se localiza en la FCT de la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL) en el municipio de Linares, Nuevo León, México. En un área aproximada de 400 m<sup>2</sup> se trazaron cuatro líneas con una dirección NE – SW, en donde se adquirieron datos sísmicos y de resistividad eléctrica. Las cuatro líneas estuvieron separada a una distancia de 5 m con una orientación de 68 grados Azimut. La línea 1 se trazó en la parte norte y la línea 4 en la parte sur del sitio de estudio. Cada una de las líneas tuvieron una longitud de 98 m (Figura 1.3).

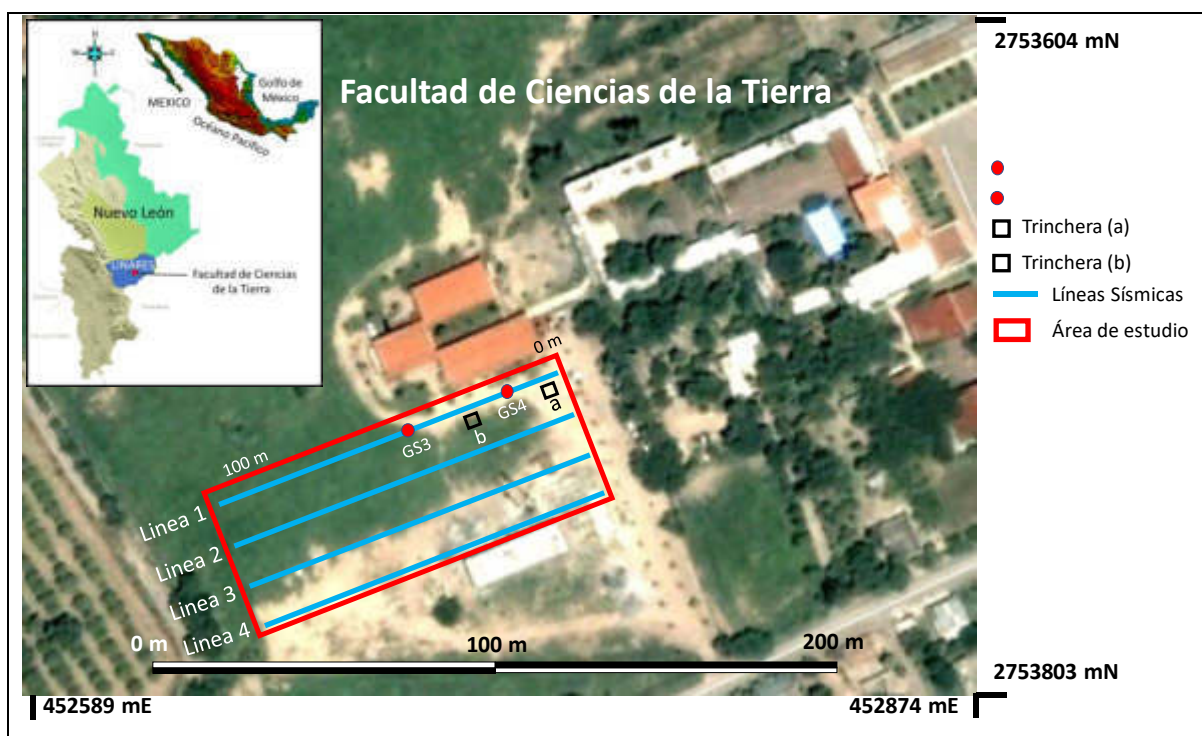


Fig. 1.3 Localización del sitio de estudio de la FCT. El área de estudio aparece en el rectángulo color rojo y las 4 líneas en color azul.

## 1.7 Geología del Área de Estudio

El sitio de estudio de la FCT de la UANL en Linares, Nuevo León, México (Figura 1.3) se encuentra en una amplia zona de transición entre el cinturón plegado Sierra Madre Oriental y la Llanura Costera del Golfo en el noreste de México. La Sierra Madre Oriental es una serie de rocas evaporíticas, clásticas y carbonatos del Jurásico superior al Cretáceo superior, la secuencia sedimentaria marina se plegó durante la Orogenia Laramide ([Gomberg et al., 1988](#); [Eguiluz-de Antuñano et al., 2000](#); [Dickinson y Lawton, 2001](#); [English y Johnston, 2004](#); [Chávez-Cabello et al., 2011](#); [Fitz-Díaz et al., 2018](#)). La Llanura Costera del Golfo corresponde a una secuencia gruesa de sedimentos marinos clásticos del Paleógeno y Neógeno, caracterizada por una deformación extensional ([Ortíz-Ubilla y Tolson, 2004](#)).

Las rocas más jóvenes incluyen conglomerados (Terciario), aluvión del Cuaternario y suelos recientes, principalmente limos ([Ruiz Martínez y Werner, 1997](#)). Estos sedimentos forman terrazas y rellenos, los cuales fueron depositados sobre la Formación Méndez. Los espesores más amplios se encuentran sobre los lechos de las corrientes antiguas, que por lo general tienen una orientación Este-Oeste y atraviesa la parte central de la región de Linares ([Montalvo-Arrieta et al., 2005](#)).

En el área de Linares, los afloramientos más antiguos son los correspondientes a la Formación Méndez, localizados principalmente en el norte y sur de la región de estudio ([Montalvo-Arrieta et al., 2005](#)). La Formación Méndez (Cretácico superior) constituida principalmente por lutita, y algunos horizontes de lutita calcárea en capas de espesores de unos pocos metros. En esta formación también aparecen algunas capas delgadas de arenisca y caliza ([Servicio Geológico Mexicano, 2008](#)). Ésta puede alcanzar espesores superiores a los 2000 m., siendo extremadamente susceptible a la erosión. Sin embargo, los sedimentos aluviales, son un poco más resistentes por estar cementados por caliche ([Ruiz Martínez y Werner, 1997](#)). A la Formación Méndez se le considera como el lecho rocoso para fines de este estudio.

En el sitio se realizaron cuatro sondeos geotécnicos desde los cuales se recabó información sobre los materiales que componen las unidades litológicas de los primeros metros. La profundidad aproximada de los sondeos geotécnicos fue de 4 m. Además, se realizaron trincheras para recabar información geológica del sustrato rocoso, así como de los materiales

que forman las unidades litológicas no consolidadas (Figura 1.4 a y b). A continuación, se presenta la información obtenida:

Se determinaron cuatro unidades litológicas en el sitio de estudio, tres unidades no consolidadas (sedimentos) y una unidad formada por roca consolidada. La Unidad A está formada por capas delgadas de gravas de caliza en una matriz de arena fina, limo y arcilla de color amarillo con un espesor variable de 0.15 – 0.85 m. En algunos lugares del sitio esta unidad se encuentra ausente. La Unidad B está compuesta por una capa obscura de limos y arcillas con un espesor de 0.60 – 1.55 m. La Unidad C está formada por arcilla amarilla con nódulos de carbonatos de color blanco, con espesores de 0.40 – 1.30 m. Por debajo de esta unidad se encontró una zona de transición entre los sedimentos no consolidados y la roca consolidada, formada por fragmentos sueltos de lutita calcárea rodeados por arena y arcilla con espesores delgados de solo unos pocos centímetros. La Unidad D, se considera como el sustrato rocoso, con un espesor no determinado. La unidad incluye estratos de lutita y algunos horizontes de lutita calcárea (Figura 1.4 a y b)

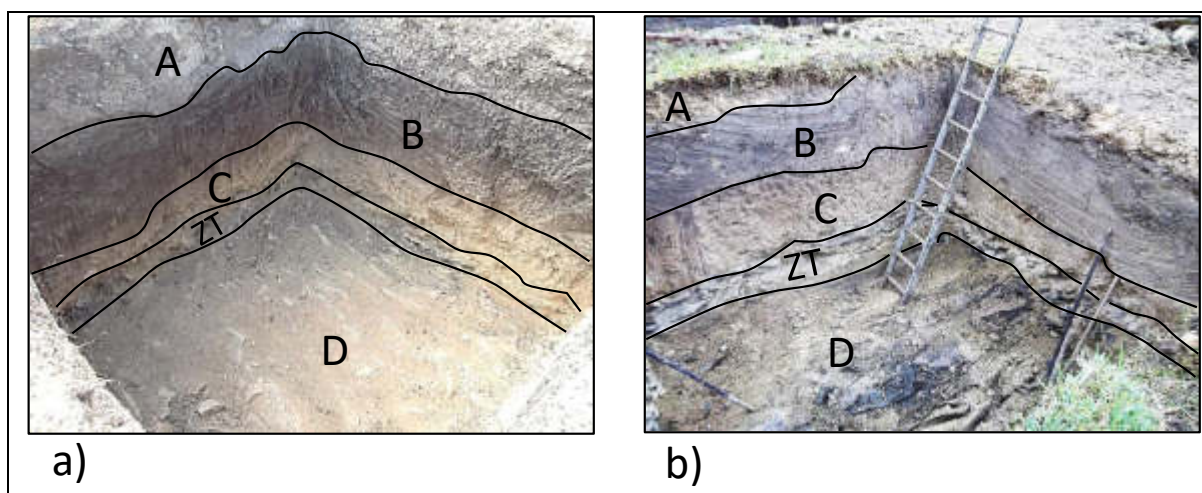


Fig. 1.4 Trincheras (a y b) donde se muestra la litología existente del sitio de la FCT (Unidades litológicas A, B, C, y D). A) Intercalaciones delgadas de gravas y capas delgadas de arcilla arenosa, B) Limos, C) Arcilla con nódulos blancos de carbonatos, (ZT) Zona de transición con fragmentos de lutita y lutita calcárea, D) Lutita (a) y lutita calcárea (b).

### ***Resumen del Capítulo 1.***

En el capítulo 1, se presentó la introducción del trabajo de investigación realizado en la presente tesis, la Hipótesis, los objetivo general y específicos, los antecedentes y trabajos previos relacionados a este trabajo de investigación en el área de Linares, N. L., la localización y geología del sitio de estudio en el que se muestran las líneas sísmicas y de resistividad eléctrica. En el siguiente capítulo se presentan los conceptos básicos (físicos, matemáticos y de probabilidad) empleados en el trabajo.

## 2 Teoría

En este capítulo se presentan los conceptos básicos utilizados en el desarrollo de este trabajo de investigación.

### 2.1 Conceptos Básicos de Física

#### Constantes elásticas

Un conjunto de constantes, también denominadas módulos elásticos, que definen las propiedades de un material (roca) que experimenta esfuerzos, que se deforma y luego se recupera y vuelve a su forma original después de que cesa el esfuerzo. Las constantes elásticas incluyen el módulo de compresibilidad, la constante de Lamé, la relación de Poisson, el módulo de corte y el módulo de Young. Las constantes elásticas son importantes en sismología porque la velocidad de las ondas depende de las constantes elásticas y de la densidad de la roca.

#### Constante de Lamé ( $\lambda$ )

Una de dos constantes elásticas que deben su nombre al matemático francés Gabriel Lamé. La primera constante de Lamé,  $\lambda$ , es igual al módulo de compresibilidad ( $K$ ) menos dos tercios del módulo de corte ( $\mu$ ):

$$\lambda = K - (2/3) \mu \quad (5)$$

(Mavko et al., 2009; Schlumberger, s.f.).

#### Ley de Snell

La descripción matemática de una refracción, o el cambio físico en la dirección de un frente de onda a medida que se propaga de un medio a otro con un cambio de velocidad y la reflexión y la conversión parcial de una onda P en una onda S en la interfase de los dos medios. La ley de Snell, una de las dos leyes que describen la refracción, fue formulada en

el contexto de las ondas luminosas, pero es aplicable a las ondas sísmicas. Debe su nombre al matemático holandés Willebrord Snell. La ley de Snell puede expresarse de la siguiente manera:

$$\frac{\sin \theta_i}{V_1} = \frac{\sin \theta_r}{V_2} \quad (6)$$

donde

$V_1$  = Velocidad sísmica del primer medio

$V_2$  = Velocidad sísmica del segundo medio

$\sin \theta_i$  = seno del ángulo de incidencia

$\sin \theta_r$  = seno del ángulo de refracción

(Burger et al., 2006; Schlumberger, s.f.).

### **Módulo de corte o de cizalla ( $G$ o $\mu$ )**

Es la relación entre el esfuerzo de corte o cizallamiento y la deformación de corte o cizallamiento. El módulo de corte es una de las constantes de Lamé. Puede ser expresada matemáticamente de la siguiente manera:

$$\mu = \frac{\tau}{\gamma} = \frac{\left(\frac{\Delta F}{A}\right)}{\left(\frac{\Delta L}{L}\right)} \quad (7)$$

donde  $\mu$  = módulo de corte,  $\tau$  = esfuerzo cortante =  $\Delta F/A$ ,  $\Delta F$  = Incremento de la fuerza de corte o de cizalladura,  $A$  = Superficie en la que actúa la fuerza de corte o de cizalladura,  $\gamma$  = Deformación de corte o de cizalladura =  $\Delta L/L$ ,  $\Delta L$  = Incremento del desplazamiento transversal paralelo a  $A$ ,  $L$  = Longitud original (Schlumberger, s.f.).

### **Módulo de compresibilidad o módulo volumétrico ( $K$ )**

La relación entre esfuerzo y deformación se abrevia como  $K$ . El módulo de compresibilidad es una constante elástica equivalente al cambio en la presión aplicada ( $\partial P$ ) dividido por la relación entre el cambio de volumen y el volumen original de un cuerpo ( $\partial V/V$ ).

$$K = -V (\partial P / \partial V) \quad (8)$$



donde  $K$  es el módulo de compresibilidad (Bulk modulus),  $V$  es el volumen de la muestra de roca,  $\partial P$  es la derivada parcial de la presión,  $\partial V$  es la derivada parcial del volumen de roca (Schlumberger, s.f.).

### Módulo de Elasticidad o de Young ( $E$ )

Cuando a un material se le aplica un esfuerzo longitudinal, este experimentará una deformación unitaria longitudinal como respuesta al esfuerzo aplicada. Es decir, el módulo de Young es el resultado entre el esfuerzo y la deformación en un sentido longitudinal (axial) de un material. El módulo elástico describe la capacidad de deformación o la rigidez de la roca.

$$E = \sigma / \varepsilon = \frac{\frac{F}{A}}{\frac{\Delta l}{l}} \quad (9)$$

donde  $\sigma$  es el esfuerzo ejercido sobre el área de la sección transversal del elemento (esfuerzo = fuerza/área) y  $\varepsilon$  es la deformación unitaria entendida como la relación entre el cambio de longitud con respecto a la longitud inicial (Peng y Zhang, 2007; Schlumberger, s.f.).

### Principio de Fermat

El principio dice que el recorrido adoptado por un rayo de luz o sísmico desde un punto de origen hasta otro punto final, es el que implica el tiempo mínimo (o el tiempo máximo en casos extraños). Debe su nombre a su descubridor, el matemático francés Pierre de Fermat. La ley de Snell y las leyes de la reflexión y la refracción siguen el principio de Fermat. El principio de Fermat también es aplicable a las ondas sísmicas (Schlumberger, s.f.).

### Relación de Poisson ( $\sigma$ )

La relación de Poisson es la relación de deformación transversal a la deformación axial correspondiente en un material sometido a tensión a lo largo de un eje. Para un núcleo de roca sometido a una carga axial, la relación de Poisson ( $\sigma$ ) se puede expresar como:

$$\sigma = - \varepsilon_l / \varepsilon_a \quad (10)$$

donde  $\varepsilon_l$  es la tensión lateral;  $\varepsilon_a$  es la deformación axial. Por lo tanto, la relación de Poisson se puede determinar midiendo las deformaciones laterales y axiales de la prueba de compresión uniaxial en muestras de roca. La relación de Poisson también se puede calcular a partir de las velocidades de las ondas elásticas  $P$  y  $S$ :

$$\sigma = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{2\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2} \quad (11)$$

donde  $V_p$  y  $V_s$  son las velocidades de las ondas compresional y de corte o cizalla, respectivamente (Ishihara, 1970; Pen y Zhang, 2007; Carvalho et al., 2009; Uyanik, 2011).

## 2.2 Conceptos Básicos de Petrofísica

### Densidad de la roca

La densidad de la roca también conocida como Bulk density (en el idioma inglés), es una medida de la masa de la roca contenida en una unidad de volumen (densidad = masa de la roca / volumen de la muestra). Generalmente se expresa en gr/cm<sup>3</sup>. Como la mayoría de las rocas son un medio poroso, no solo depende de la densidad del material sólido de la matriz, sino también de la densidad de los fluidos en los poros y de la saturación de estos; como se mostró en la Ecuación (1) (Peng y Zhang, 2007, Baker et al., 2015; Yu et al., 2015).

### Porosidad

La porosidad es la fracción de volumen de roca ocupado por huecos o espacios vacíos y se expresa en porcentaje del volumen de la roca como se mostró en la Ecuación (4). Generalmente, se expresa con la letra  $\phi$  (Freeze y Cherry, 1979; Telford et al., 1984; Peng y Zhang, 2007; Baker et al., 2015; Yu et al., 2015; Zhang, 2017).

## Resistividad eléctrica

S. (Geofísica). La capacidad de un material para resistir o inhibir el flujo de una corriente eléctrica, medida en ohm-metros. La resistividad es la inversa de la conductividad. La resistividad eléctrica se indica con el símbolo  $\rho$  ([Schlumberger, s.f.](#)). El método de resistividad eléctrica mide la diferencia de potencial eléctrico entre dos puntos en la superficie de la Tierra que es producido por un flujo de corriente directa a través del subsuelo. Esto permite determinar la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo e interpretar los materiales presentes en él ([Telford et al., 1984](#); [Burger et al, 2006](#)).

## 2.3 Conceptos Básicos de Geología

### Estratificación tipo Flaser y estratificación tipo Lenticular

Son estructuras sedimentarias generadas por corrientes de mareas, corrientes de turbidez y oleaje en un ambiente de poca profundidad.

Las mezclas de arena y lodo se producen en entornos que experimentan variaciones en la corriente o la actividad de las olas o el suministro de sedimentos debido al cambio de la fuerza de la corriente o la potencia de las olas. Esto conduce a alteraciones simples de capas de arena y lodo, pero si forman ondulaciones en las arenas debido a la actividad de las corrientes o de las olas, puede producir una serie de estructuras sedimentarias dependiendo de las proporciones de lodo y arena. La estratificación tipo *Flaser* se caracteriza por laminaciones delgadas aisladas de lodo entre las láminas delgadas de arena. La estratificación tipo *lenticular* se compone de ondas aisladas de arena completamente rodeadas de lodo. Este material puede rellenar los canales de corrientes de turbidez de abanicos submarinos que se han desplazado de la línea de costa hacia mar abierto en la plataforma continental (Mares Epicontinentales) ([Nichols, 2009](#)).

## Estructura

S. (Geología). Un rasgo geológico producido por la deformación de la corteza terrestre, tal como un pliegue o una falla; un rasgo presente en una roca, tal como una fractura o una superficie de estratificación; o, en un sentido más general, la disposición espacial de las rocas ([Schlumberger, s.f.](#)).

## Estructural

Adj. (Geología). Relativo a la estructura, la geometría y la disposición espacial de las rocas. La estructura o la deformación pueden incluir muchos mecanismos, tales como la formación de pliegues, fallas y fracturas. La estructura generalmente puede ser interpretada en términos de la deformación de la corteza terrestre conforme los continentes y las placas tectónicas se mueven y chocan ([Schlumberger, s.f.](#)). En este trabajo el término es utilizado más específicamente para describir la geometría, las formas y disposición espacial de las unidades litológicas del sitio de estudio.

## 2.4 Conceptos Básicos de Matemáticas

### Error cuadrático medio (MSE)

El error cuadrático medio o *MSE* (del inglés Mean Square Error), En estadística, es una forma de evaluar la diferencia entre un estimador y el valor real de la cantidad que se quiere calcular. El *MSE* mide el promedio del cuadrado del "error", siendo el error el valor en la que el estimador difiere de la cantidad a ser estimada. El *MSE* coloca más peso en los errores grandes que en los pequeños (como resultado de elevar al cuadrado cada término), y por lo tanto enfatiza datos atípicos de maneras inconsistentes con la mediana de los datos de la muestra ([Tsay, 2005](#); [Hyndman y Koehler, 2006](#)).

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 \quad (12)$$

### Error porcentual absoluto medio (MAPE)

El Error Porcentual Absoluto Medio (MAPE), mide el tamaño del error (absoluto) en términos porcentuales. El hecho que se estime una magnitud del error porcentual lo hace un indicador frecuentemente utilizado por los encargados de elaborar pronósticos debido a su fácil interpretación (Tsay,2005).

$$MAPE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{y_i - \hat{y}_i}{y_i} \right| * 100 \quad (13)$$

### Matriz

Una matriz **A** de  $m \times n$ , es un arreglo rectangular de  $m \times n$  números  $a_{ij}$ ,  $i = 1, \dots, m, j = 1, \dots, n$ , dispuestos en  $m$  filas y  $n$  columnas:

$$A = \begin{pmatrix} a_{11} & \cdots & a_{1n} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ a_{m1} & \cdots & a_{mn} \end{pmatrix}$$

De esta manera, el primer subíndice,  $i$ , indica la fila y el segundo,  $j$ , la columna en la que se encuentra el elemento  $a_{ij}$ .  $m \times n$  es la dimensión de la matriz (Costa et al., 2018).

### Matriz inversa

Una matriz **A** de dimensión  $n \times n$  se dice no-singular o invertible cuando existe una matriz de  $A^{-1}$  de dimensión  $n \times n$  tal que,  $A A^{-1} = A^{-1} A = I$ .

La matriz  $A^{-1}$  se llama “inversa multiplicativa” o inversa de **A** (Costa et al., 2018).

### Matriz ortogonal

Una matriz ortogonal es una matriz cuadrada cuya matriz inversa coincide con su matriz traspuesta. El conjunto de matrices ortogonales constituye una representación lineal del grupo ortogonal.

Geométricamente las matrices ortogonales representan transformaciones isométricas en espacios vectoriales reales (o más exactamente espacios de Hilbert reales) llamadas justamente, transformaciones ortogonales. Estas transformaciones son isomorfismos internos del espacio vectorial en cuestión.

Teorema:

Sí  $Q$  es una Matriz Ortogonal, entonces:

$$Q^T Q = Q Q^T = I, \text{ en otras palabras, } Q^{-1} = Q^T.$$

Para cualquier vector  $x$  en  $R^n$ ,  $\|Qx\|_2 = \|x\|_2$ .

Para dos vectores cualquiera  $x$  y  $y$  en  $R^n$ ,  $x^T y = (Qx)^T (Qy)$  ([Aster et al., 2013](#)).

### **Raíz de la media cuadrática (RMS)**

En matemáticas, la Media Cuadrática, Valor Cuadrático Medio, Raíz de la Media Cuadrática o RMS (del inglés Root Mean Square) es una medida estadística de la magnitud de una cantidad variable. Puede calcularse para una serie de valores discretos o para una función matemática de variable continua. El nombre deriva del hecho de que es la raíz cuadrada de la media aritmética de los cuadrados de los valores ([Tsay, 2005](#)).

$$x_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^2} = \sqrt{\frac{x_1^2 + x_2^2 + \dots + x_n^2}{n}} \quad (14)$$

### **Raíz del Error Cuadrático Medio (RMSE)**

La Raíz del Error Cuadrático Medio o RMSE (del inglés Root Mean Square Error), representa la raíz cuadrada de la distancia cuadrada promedio entre el valor real y el valor pronosticado. Es decir, entre el valor observado y el valor calculado del modelo. Indica cuán cerca están los valores. Es una buena medida de la precisión con que el modelo predice la respuesta, y es el criterio más importante para ajustar dicho modelo. Los valores más bajos indican un mejor ajuste ([Tsay, 2005](#)).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2} \quad (15)$$

***Resumen del Capítulo 2:***

En este capítulo, se presentaron los conceptos básicos utilizados en este trabajo de investigación, con lo cual se establecieron los conceptos físicos, petrofísicos, geológicos y matemáticos mencionados en el texto. En el siguiente capítulo, se establece la metodología utilizada en el desarrollo del trabajo. La metodología describe las diferentes etapas de trabajo para alcanzar los objetivos de este trabajo.



### 3 Metodología

La metodología utilizada para el desarrollo de este trabajo comprendió ocho etapas, las cuales se mencionan a continuación:

- 1) Efectuar mediciones de tiempos de tránsito de las ondas  $P$ ,  $S$  y resistividad eléctrica en el sitio de la Facultad de Ciencias de la Tierra por presentar características similares en toda la región Citrícola del Estado de Nuevo León.
- 2) Realización de trincheras en el sitio de estudio para obtener información geológica de las unidades no consolidadas y correlacionar esta información con las imágenes sísmicas y de resistividad. Obtención de muestras de las unidades litológicas en las trincheras para efectuar un análisis mineralógico.
- 3) Desarrollar un algoritmo para efectuar la inversión sísmica por medio del método de *Descomposición de los Valores Singulares* (SVD) que reproduzca las heterogeneidades de cada una de las unidades litológicas.
- 4) Obtener imágenes sísmicas con detalles de las heterogeneidades de las unidades del subsuelo somero por medio del algoritmo desarrollado y que tenga la capacidad de mostrar la distribución de las variaciones de las unidades litológicas de acuerdo con sus cambios físicos.
- 5) Obtener imágenes de las propiedades petrofísicas y de los módulos elásticos a partir de las velocidades sísmicas para correlacionarlas con información geológica del sitio.
- 6) Elaborar gráficas de las propiedades petrofísicas vs. módulos elásticos para efectuar un análisis del comportamiento de las rocas en función del cambio de las condiciones físicas de las rocas.
- 7) Obtener imágenes de resistividad del subsuelo somero del sitio para realizar una correlación entre las imágenes de resistividad real y la geología del sitio. Correlacionar las imágenes de resistividad con las imágenes sísmicas para hacer un análisis de sus coincidencias y discrepancias entre ellas.

- 8) Elaborar imágenes sísmicas 2.5D para obtener una perspectiva tridimensional del sitio para realizar un análisis estructural (geometría y disposición espacial) de las unidades litológicas someras.

### 3.1 Adquisición de Datos de Campo (velocidades sísmicas)

En la etapa de adquisición de datos sísmicos, se establecieron 4 líneas en las cuales se adquirieron datos sísmicos y de resistividad eléctrica dentro del área del sitio de estudio (Figura 1.3) de la FCT de la UANL. En el sitio se ubicaron las cuatro líneas y los puntos de medición de cada línea con estacas. La marcación se hizo para tener puntos de control y poder realizar mediciones sobre los mismos puntos en diferentes tiempos.

Para la adquisición de los tiempos de arribo de las ondas sísmicas  $P$  y  $S$  se utilizó un sismógrafo **RAS 24** de la empresa *Seistronix*, y como fuente, se utilizó un mazo. Se colocaron geófonos para detectar ondas  $p$  y  $s$  a cada 2 m a lo largo de una línea de 98 m totales (Figura 3.1). Los puntos de disparo se colocaron en 0, 24, 48, y 72 m para los tiros hacia adelante (derecha) y en 26, 50, 74 y 98 m para los tiros hacia atrás en la línea (Izquierda). Las especificaciones técnicas del equipo RAS-24 proporcionadas por el fabricante se muestran en la tabla 3.1.

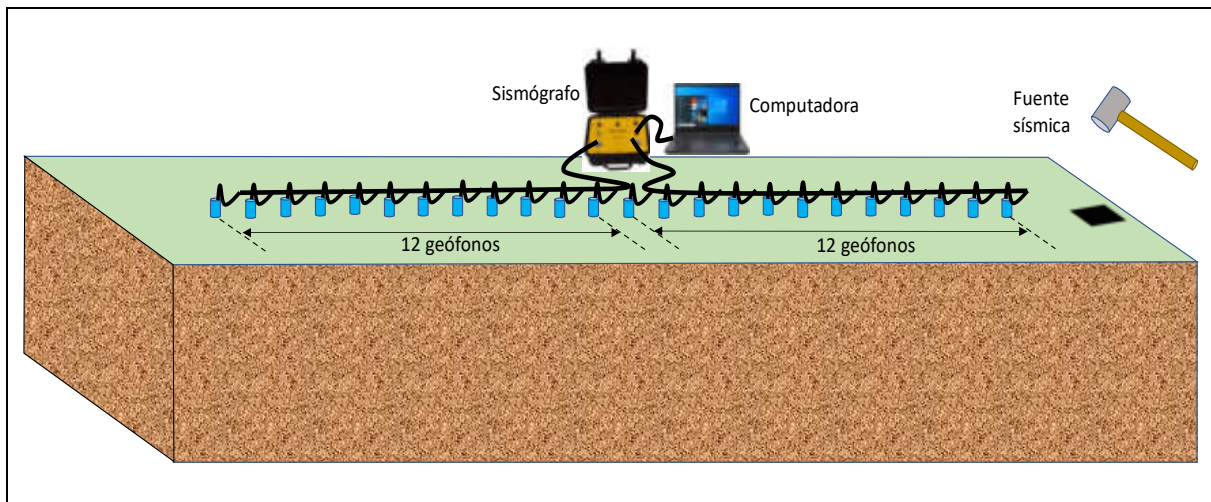


Fig. 3.1 Tendido con 24 geófonos utilizado en la toma de datos sísmicos, el cual se fue moviendo para registrar los 48 geófonos a lo largo de la línea.

Tabla 3.1 Especificaciones técnicas del equipo de adquisición sísmica RAS 24 (Seistronix, s.f.).

Especificaciones del Equipo RAS 24	
Número de canales:	12 o 24 por módulo RAS, hasta 120 por sistema (5 módulos).
Intervalo de registros:	.125, .25, .5, 1, 2 y 4 ms.
Longitud de grabación:	4 ms - 64 seg, 2 ms - 32 seg, 1 ms - 16 seg, .5 ms - 8 seg, .25 ms - 4 seg, .125 ms - 2 seg
Multilínea de operación:	10 líneas
Operación CDP:	2D: Roll automático o manual de todo el tendido. 3D: Controlado por el editor del RAS-24.
Apilado:	Apilado Vertical.
Cable:	Una salida de cable de 12 canales y 2 para un sistema de 24.
Intervalo Laptop al RAS:	1200 pies máximo de cable de 3 pares.
Intervalo de RAS a RAS:	5000 pies máximo de cable de 2 pares.
Formato de grabación:	SEG-2, SEG-D 8038, SEG-D 8058.

Se utilizó el programa de cómputo RAS-24, desarrollado por el fabricante del equipo, el cual permite la adquisición de datos, visualizar los sismogramas (Figura 3.2) y realizar el picado para obtener los tiempos de los primeros arribos de las ondas sísmicas. Después de adquirir los datos en cada línea, se grabaron los sismogramas para posteriormente efectuar el picado de los arribos de ondas *P* y *S*.

Con los tiempos de viaje de las ondas sísmicas, se realizaron las gráficas de tiempo contra distancia. Es importante mencionar que se tomó mucho cuidado en la adquisición de datos, en especial en controlar los puntos de medición. Estos puntos se marcaron en el terreno para asegurar que las mediciones posteriores se realizaran sobre las mismas ubicaciones.

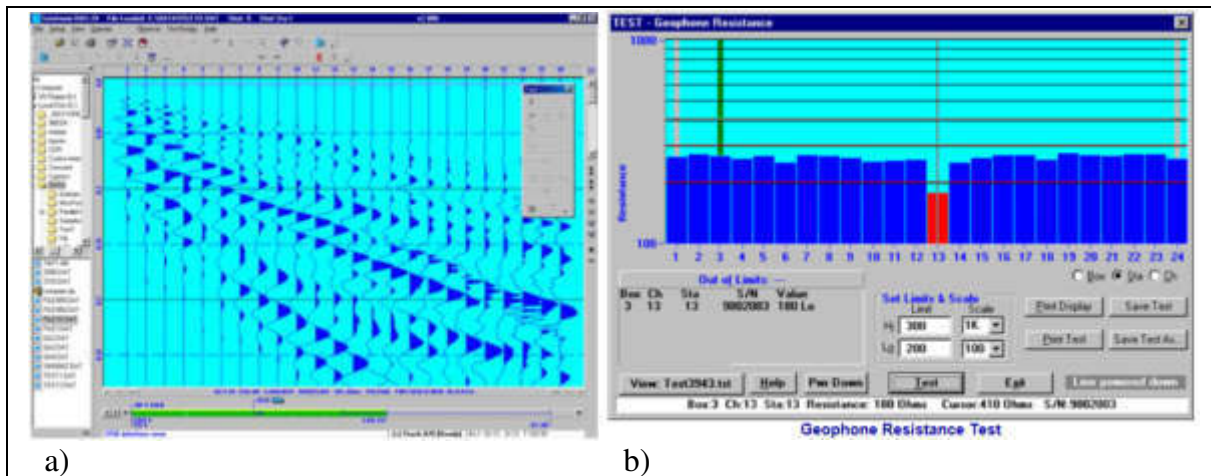


Fig. 3.2 Ventana del programa de adquisición de datos del RAS 24. a) Sismograma producido por la toma de datos de campo. b) Prueba de resistencia de cada geófono (Seistronix, s.f.).

### 3.2 Realización de Trincheras para la Obtención de Información Geológica y Toma de Muestras de las Unidades Litológicas en el Sitio de Estudio

En el sitio de estudio se realizaron algunas trincheras hasta una profundidad promedio de 4 m, en las cuales se tomó información geológica de las unidades (espesores, límites entre unidades no consolidadas, color, textura, así como su distribución en el sitio) (Figuras 1.4 y 3.3) para poder correlacionar y evaluar los resultados de la inversión sísmica y de resistividad eléctrica. Asimismo, se tomaron muestras de las unidades geológicas observadas en las trincheras realizadas en el sitio de estudio para su análisis mineralógico y poder hacer una correlación de los resultados obtenidos.

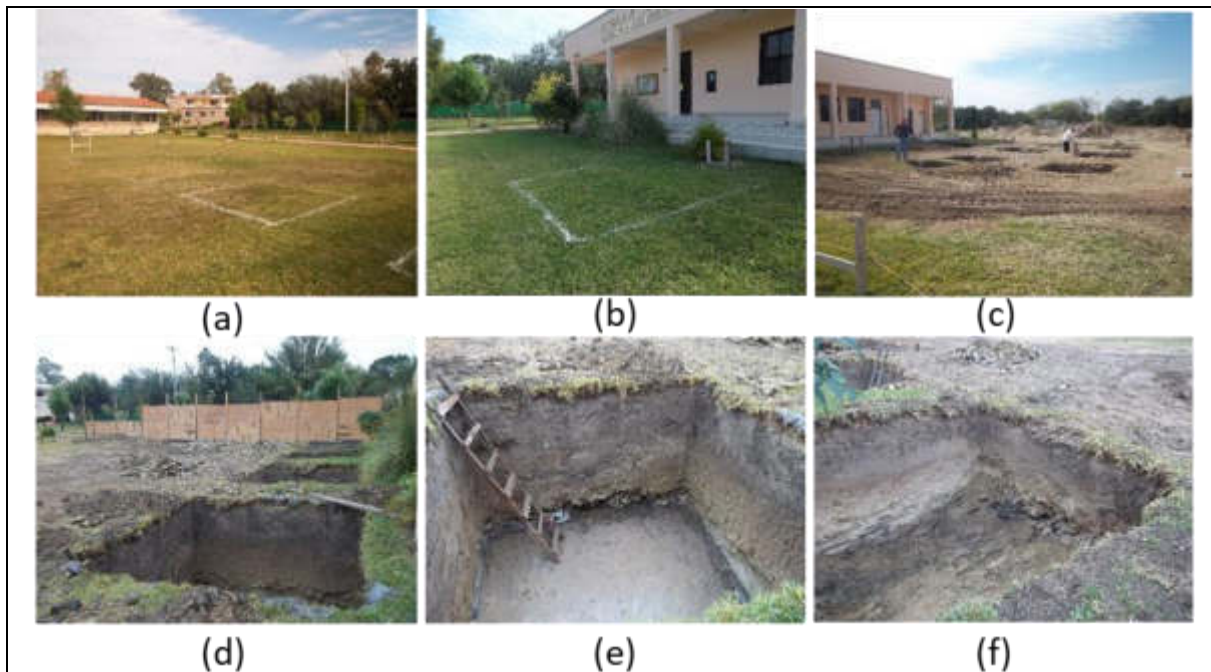


Fig. 3.3 Trincheras realizadas en el sitio de estudio. Ubicación y marcado de trincheras (a y b). Trincheras efectuadas para la obtención de información geológica y para toma de muestras (c, d, e y f).

### 3.3 Preparación y Procesamiento de Datos (inversión sísmica)

Esta etapa consistió en preparar y analizar los datos adquiridos, tomando especial atención en verificar su calidad.

Los datos de las ondas  $P$  no presentaron dificultad para identificar los primeros arribos ya que la señal sísmica observada en los sismogramas fue clara y el ruido fue relativamente pequeño o ausente. Por otro lado, las ondas  $S$  presentaron más ruido sísmico. En los sismogramas se observó que la señal no era clara o presentaba distorsiones o atenuaciones importantes, especialmente en los geófonos en donde el suelo se apreciaba estar menos compacto.

Para mejorar esta situación, en la etapa de adquisición de los tiempos de arribo de las ondas  $S$ , se realizaron más golpes en cada una de las fuentes, apilando las señales obtenidas en cada golpe.

Otro punto importante observado en los sismogramas fue el cambio de fase experimentado por las ondas  $S$  en ciertas zonas de los perfiles sísmicos. Este fenómeno provoca que se retrase

por una fase la llegada de las ondas. Esto se observó, debido a que las ondas  $S$  son mucho más sensibles a los cambios físicos en las rocas.

Se tiene documentado, por datos de pozos de agua perforados en la región, la existencia de fracturas en algunas zonas de la Formación Méndez. Tomando en cuenta esta información, los datos de las ondas  $S$  fueron corregidos cuando presentaron este fenómeno, considerando la tendencia de los valores vecinos de los tiempos de arribo.

En un trabajo de exploración comercial no se dedica mucho tiempo al análisis de los datos adquiridos, ya que en esos casos el tiempo es muy valioso y la producción no permite dedicar tanto tiempo. Un enfoque distinto se aplicó en este trabajo, donde el objetivo fue la obtención de imágenes con gran detalle de información geológica.

Para desarrollar el proceso de inversión de datos geofísicos, se consideran dos etapas: El problema directo y el problema inverso. Por medio del problema inverso, se obtienen los valores estimados de los parámetros del medio físico que se desea conocer (velocidades sísmicas, resistividades, etc.) a partir de los datos obtenidos en campo. El problema directo es muy importante ya que; por medio de éste, se pueden validar los resultados obtenidos de la inversión (*p. ej.*, [Menke, 2012](#); [Aster et al., 2013](#)).

Como parte de la etapa de inversión; primeramente, se evaluó el problema directo. El cual se representa por medio de matrices como:

$$\mathbf{d} = \mathbf{G} \mathbf{m} \quad (16)$$

siendo  $\mathbf{d}$  la matriz de datos,  $\mathbf{G}$  es la matriz núcleo o modelo discretizado y  $\mathbf{m}$  es la matriz de los parámetros del modelo.

Dentro del proceso de inversión, el determinar la matriz  $\mathbf{G}$  es importante, ya que esta contiene la relación geométrica (trayectorias de los rayos sísmicos) de la distribución de los valores de los parámetros. Si se establece una relación adecuada de la geometría del subsuelo, el resultado tenderá a ser más real.

Para lograr este objetivo, se construyó un algoritmo desarrollado en lenguaje C++ (**vipsismicv25**) para calcular el problema directo. Este algoritmo calcula la trayectoria de los

rayos sísmicos que salen de la fuente y llegan a los geófonos de la línea, calculando de esta manera el tiempo de viaje mínimo de cada rayo a los geófonos.

Para utilizar el algoritmo vipsismic25, es necesario preparar un archivo que contenga la información de entrada del modelo propuesto. El archivo contiene el número de capas, la topografía de la superficie de la línea, la geometría de las capas, la velocidad de cada una de las capas (cada capa tiene una velocidad sísmica fija). El algoritmo lee esta información para iniciar el proceso de cálculo.

El algoritmo se desarrolla en 4 pasos; en el paso 1, se calcula la trayectoria y el tiempo de viaje de la onda sísmica que parte de la fuente a los geófonos de manera directa, sin que exista la refracción, ya que esta onda viaja por la superficie del terreno.

El paso 2, calcula la trayectoria del rayo sísmico de la fuente de origen hacia el punto donde llega a la frontera entre la capa 1 y 2. La trayectoria del rayo es calculada por medio de la *ley de Snell* (Ecuación 8), en donde se obtiene el ángulo incidente del rayo sísmico que parte de la fuente hacia la frontera entre las dos capas (horizonte refractor) por medio de la siguiente relación:

$$\text{sen}\theta_i = \frac{V_1}{V_2} \quad (17)$$

donde  $\theta_i$  es el ángulo incidente del rayo sísmico,  $V_1$  y  $V_2$  son las velocidades sísmicas del medio 1 y del medio 2 respectivamente (Telford et al., 1984; Burger et al, 2006).

El paso 3, calcula la trayectoria del rayo a partir del punto en que inicia en la frontera de la capa 1 y 2, viajando por esta frontera hasta el punto en que emerge el rayo a la superficie.

El paso 4, calcula la trayectoria del rayo que parte del punto emergente de la frontera 1 y 2 hacia el geófono situado en la superficie, calculando el ángulo del rayo emergente hacia el geófono. Este proceso se repite para cada uno de los límites de cada una de las capas existentes (Telford et al., 1984; Burger et al., 2006).

El algoritmo también calcula el tiempo de tránsito del rayo sísmico desde la fuente hasta su llegada a cada uno de los geófonos posicionados en la superficie a lo largo de la línea. El diagrama de flujo del algoritmo vipsismicv25 se muestra en la Figura 3.4.



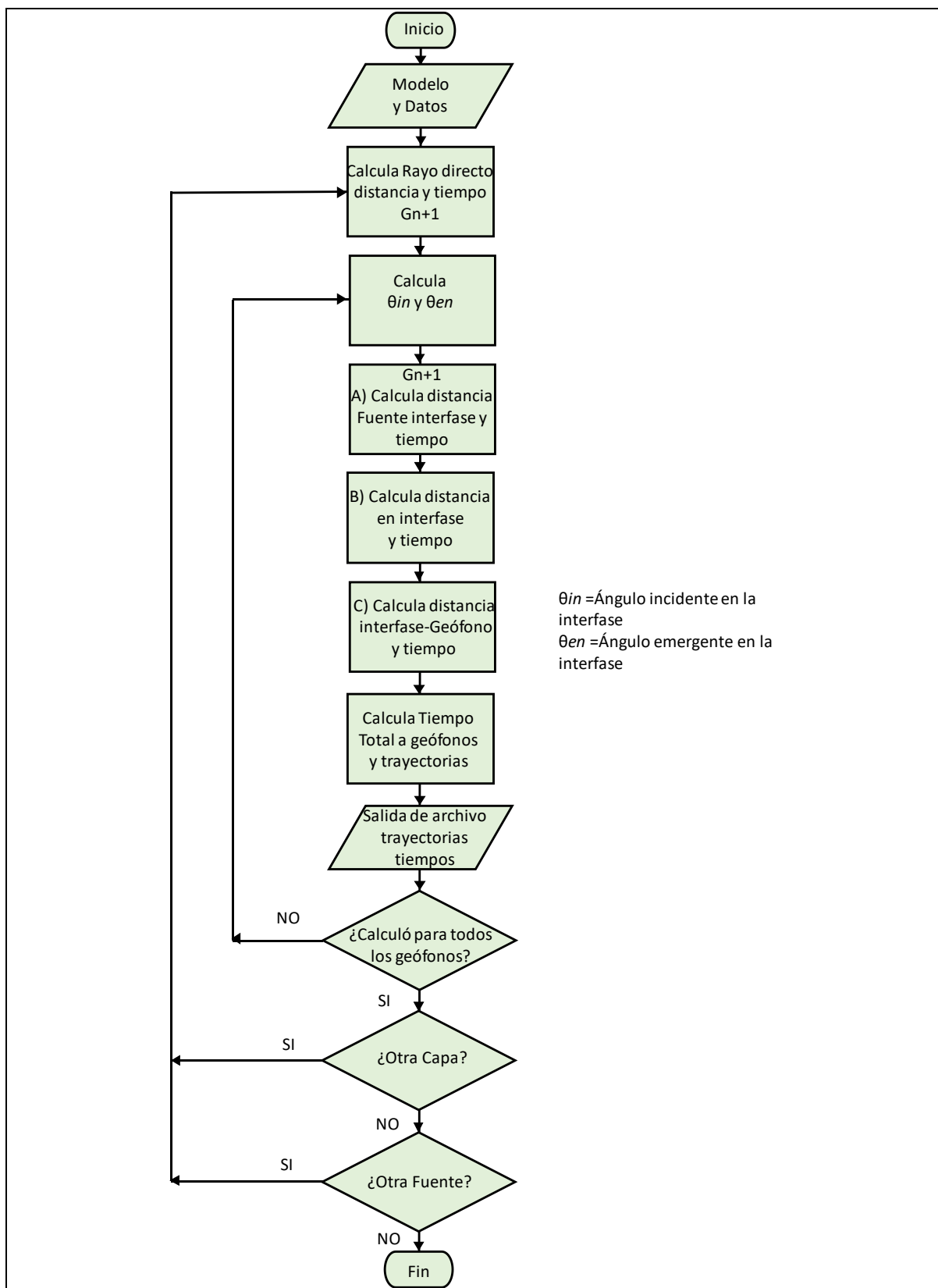


Fig. 3.4 Diagrama de flujo del algoritmo de sismica que resuelve el problema directo, en él se calculan las trayectorias de los rayos sísmicos y los tiempos de viaje de las ondas sísmicas.

Con las trayectorias seguidas por los rayos sísmicos, se realizó la discretización del modelo de trayectorias de los rayos sísmicos (matriz  $\mathbf{G}$ ). El algoritmo del problema directo es alimentado por una serie de datos, los cuales definen la geometría del modelo y sus características (modelos sintéticos 2D) en donde se configura la forma de las capas, espesores (variables), profundidades y su velocidad sísmica para obtener los tiempos de viaje.

El proceso requiere tiempo-hombre debido a que la geometría y las características del modelo deben ser proporcionados manualmente cada vez que se prueba un modelo. Cuando los tiempos de arribo calculados son lo más cercanos a los tiempos de los datos adquiridos en campo; es decir, cuándo el error entre los datos de campo y los calculados por el algoritmo sea mínimo, el modelo elegido, es el modelo inicial que será utilizado en el algoritmo de inversión.

Con el modelo (inicial) y las trayectorias de los rayos sísmicos definidos, se discretiza el modelo que se empleará en la inversión de datos. El modelo discretizado es la matriz cuadrada  $\mathbf{G}$ , con lo cual el proceso de inversión convencional se efectúa por medio de matrices, como se muestra a continuación:

$$\mathbf{m} = \mathbf{G}^{-1} \mathbf{d} \quad (18)$$

donde  $\mathbf{m}$  es la matriz de los parámetros del modelo,  $\mathbf{G}^{-1}$  es la matriz inversa del modelo discretizado (matriz núcleo) y  $\mathbf{d}$  es la matriz de datos.

En este trabajo, la inversión de los datos sísmicos se efectuó por medio de un algoritmo desarrollado en Matlab, este algoritmo emplea la *Descomposición de Valores Singulares* (SVD, por sus siglas en inglés) (Menke, 2012; Mueller y Siltanen, 2012; Aster et al., 2013; Seo y Woo, 2013; Anderson et al., 2015; Kern, 2016).

En el caso de la inversión convencional de datos, es necesario obtener la matriz inversa de  $\mathbf{G}$ , es decir  $\mathbf{G}^{-1}$ , pero si se efectúa la inversión de datos por medio del método SVD, se obtiene una aproximación muy cercana de la matriz inversa ( $\mathbf{G}^{-1}$ ), la cual se denomina pseudo-inversa ( $\mathbf{G}^{-*}$ ).

Para realizar este proceso, el método SVD permite descomponer la matriz  $\mathbf{G}$  en tres matrices como se muestra a continuación:

$$\mathbf{G} = \mathbf{U} \mathbf{\Sigma} \mathbf{V}^T \quad (19)$$

$\mathbf{U}$  es una matriz ortogonal de  $m$  por  $m$  con columnas que son vectores de base unitaria (eigenvectores de  $\mathbf{G}\mathbf{G}^T$ ) que abarcan el espacio de datos,  $\mathbf{V}$  es una matriz ortogonal de  $n$  x  $n$  con columnas que son vectores de base unitaria (eigenvectores de  $\mathbf{G}^T\mathbf{G}$ ) que abarcan el espacio del modelo y  $\mathbf{\Sigma}$  es la matriz diagonal de  $m$  por  $n$  con elementos diagonales llamados *valores singulares*. Los valores singulares de la matriz  $\mathbf{G}$  son las raíces cuadradas positivas de los eigenvalores de la matriz  $\mathbf{G}^T\mathbf{G}$ .

Estas pueden ser expresadas de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \mathbf{U} &= [u_1, u_2, \dots, u_r], \\ \mathbf{\Sigma} &= \text{diag}(\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_r), \\ \mathbf{V} &= [v_1, v_2, \dots, v_r], \end{aligned} \quad (20)$$

donde  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \dots \geq \sigma_r > 0$ , y  $r$  es el rango de  $\mathbf{G}$  (Aster *et al.*, 2013; Bekara and van der Baan 2007; Gan *et al.*, 2015; Mahmoudian and Margrave, 2004; Mueller and Siltanen, 2012).

Por otro lado, la matriz diagonal de los valores singulares  $\mathbf{\Sigma}$ , puede tener la forma de una matriz cuadrada, por ejemplo, de  $m=3$  y  $n=3$ .

$$\mathbf{\Sigma} = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix} \quad (21)$$

Los valores singulares, usualmente son arreglados en un orden de tamaño decreciente. Algunos de los valores singulares pueden ser cero. Por lo que se puede separar la matriz  $\mathbf{\Sigma}$  en una submatriz ( $\mathbf{\Sigma}_p$ ) de valores singulares no ceros ( $p$ ) y algunas matrices de ceros, como:

$$\mathbf{\Sigma} = \begin{bmatrix} \mathbf{\Sigma}_p & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (22)$$

Donde  $\Sigma_p$  es una matriz diagonal de  $p \times p$ , por lo que la descomposición es entonces  $\mathbf{U} \Sigma \mathbf{V}^T = \mathbf{U}_p \Sigma_p \mathbf{V}_p^T$ , donde  $\mathbf{U}_p$  y  $\mathbf{V}_p$  consisten en las primeras columnas  $p$  de sus componentes no nulos de  $\mathbf{U}$  y  $\mathbf{V}$ , respectivamente. Las otras porciones de las matrices de los eigenvectores son cancelados por los ceros en  $\Sigma$ . La matriz  $\mathbf{G}$  no contiene información sobre los espacios comprendidos por estas porciones de los datos y del modelo de los eigenvectores, a los cuales se les llamará  $\mathbf{V}_0$  y  $\mathbf{U}_0$ , respectivamente. Como pronto se probará, éstos son precisamente los mismos espacios  $p$  y *nulos* definidos anteriormente (Menke, 2012).

El núcleo de datos no es una función de los eigenvectores nulos de  $\mathbf{V}_0$  y  $\mathbf{U}_0$ , por lo que la ecuación  $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} = \mathbf{U}_p \Sigma_p \mathbf{V}_p^T \mathbf{m}$ , no contiene información sobre la parte de los parámetros del modelo en el espacio comprendido por  $\mathbf{V}_0$  como los parámetros del modelo  $\mathbf{m}$  son multiplicados por  $\mathbf{V}_p$  (la cual es ortogonal a todo en  $\mathbf{V}_0$ ). El eigenvector  $\mathbf{V}_p$ , por consiguiente, se encuentra completamente en el espacio de los parámetros con valores no nulos  $S_p(\mathbf{m})$ , y  $\mathbf{V}_0$  se encuentra completamente en el espacio de los parámetros con valores nulos  $S_0(\mathbf{m})$ . Similarmente, no importa que valor  $\{\Sigma_p \mathbf{V}_p^T \mathbf{m}\}$  alcance, puede no tener componentes en el espacio comprendido por  $\mathbf{U}_0$  por lo que es multiplicado por  $\mathbf{U}_p$  (y  $\mathbf{U}_0$  y  $\mathbf{U}_p$  son ortogonales). Por lo que  $\mathbf{U}_p$  se encuentra completamente en  $S_p(\mathbf{d})$ , y  $\mathbf{U}_0$  se encuentra completamente en  $S_0(\mathbf{d})$ .

Se ha demostrado que los espacios  $p$  y nulos pueden ser identificados a través de la descomposición de los valores singulares del núcleo de los datos. Los espacios completos  $S(\mathbf{m})$  y  $S(\mathbf{d})$  son ocupados por  $\mathbf{V}$  y  $\mathbf{U}$ , respectivamente. Los espacios de  $p$  son ocupados por las partes de las matrices de los eigenvectores que no tienen eigenvalores ceros:  $S_p(\mathbf{m})$  es ocupado por  $\mathbf{V}_p$  y  $S_p(\mathbf{d})$  es ocupado por  $\mathbf{U}_p$ . Los eigenvectores restantes  $\mathbf{V}_0$  y  $\mathbf{U}_0$  ocupan los espacios nulos  $S_0(\mathbf{m})$  y  $S_0(\mathbf{d})$ . Las matrices  $p$  y nulos son ortogonales y son normalizadas en el sentido de que  $\mathbf{V}_p^T \mathbf{V}_p = \mathbf{U}_p^T \mathbf{U}_p = \mathbf{I}$ , en donde  $\mathbf{I}$  es de tamaño  $p \times p$ . Sin embargo, como estas matrices de manera general no completan los datos completos y los espacios del modelo,  $\mathbf{V}_p \mathbf{V}_p^T$  y  $\mathbf{U}_p \mathbf{U}_p^T$  no son en general, matrices Identidad.

La solución natural al problema inverso puede ser construido desde la descomposición de los valores singulares. Esta solución debe tener una  $\mathbf{m}^{\text{est}}$  que no tiene componente en  $S_0(\mathbf{m})$  y un error de predicción ( $\mathbf{e}$ ) que no tenga componente en  $S_p(\mathbf{d})$ . Por consiguiente, consideramos la solución:

$$\mathbf{m}^{\text{est}} = \mathbf{V}_p \mathbf{\Sigma}_p^{-1} \mathbf{U}_p^T \mathbf{d} \quad (23)$$

(Menke, 2012).

La pseudo-inversa ( $\mathbf{G}^{-*}$ ) de la matriz  $\mathbf{G}$  se define como:

$$\mathbf{G}^{-*} = \mathbf{V} \mathbf{\Sigma}^{-1} \mathbf{U}^T \quad (24)$$

O bien,

$$\mathbf{G}^{-*} = \mathbf{V} \left[ \text{diag} \left( \frac{1}{\sigma_r} \right) \right] \mathbf{U}^T \quad (25)$$

Por lo que la pseudo-inversa ( $\mathbf{G}^{-*}$ ) de la solución de la Ecuación (18) se define como:

$$\mathbf{m} = \mathbf{V} \mathbf{\Sigma}^{-1} \mathbf{U}^T \mathbf{d} \quad (26)$$

La descomposición de los valores singulares de la matriz  $\mathbf{G}$  siempre existe debido a que existen las matrices  $\mathbf{U}$ ,  $\mathbf{V}$ , y  $\mathbf{\Sigma}$ . Para cualquier matriz arbitraria  $\mathbf{G}$ , las matrices  $\mathbf{G}^T \mathbf{G}$  y  $\mathbf{G} \mathbf{G}^T$  son simétricas y, basados en el álgebra lineal, poseen eigenvalores reales y eigenvectores ortogonales. En este sentido, las matrices  $\mathbf{U}$ ,  $\mathbf{V}$ , y  $\mathbf{\Sigma}$  siempre existen. De esta manera, la inversión sísmica ( $\mathbf{m} = \mathbf{G}^{-*} \mathbf{d}$ ) se efectúa de manera directa (Mahmoudian and Margrace, 2004; Menke, 2012; Mueller y Siltanen, 2012; Aster et al., 2013; Seo y Woo, 2013; Anderson et al., 2015; Kern, 2016).

En los resultados del algoritmo de inversión sísmica, se observó que los primeros valores singulares son los valores más altos; siendo éstos, los que tienen una mayor contribución en el proceso. Después de estos, los valores singulares decrecen drásticamente a valores demasíadamente pequeños, por lo que los valores muy pequeños, no se consideraron debido a que, al invertir los valores singulares cuando se obtiene la pseudo-inversa, estos tienden a tener valores demasíadamente grandes (infinitos). De tal manera que, para evitar tal situación,

se implementó en el algoritmo una restricción a los valores singulares; que cuándo  $\frac{1}{\sigma}$ , sea mayor a 100,  $\frac{1}{\sigma} = 0$ .

En el proceso de prueba del algoritmo, se tomaron en cuenta diferentes valores de  $\frac{1}{\sigma}$  para observar los cambios de los resultados, encontrando que el valor de 100 fue adecuado para los fines de la inversión desarrollada en este trabajo.

La regularización de Tikhonov es típicamente el método de primera opción para problemas lineales. Provee cierto suavizamiento y la regularización de Tikhonov generalizada provee una oportunidad de incorporar propiedades conocidas en el método de solución. Su implementación es simple. Sin embargo, hay que elegir el parámetro de regularización. Existen dos métodos populares; sin embargo, no son siempre confiables para seleccionar el parámetro de regularización, (1) los métodos del principio de discrepancia de Morozov y (2) el método de la Curva-L. De hecho, no existe método conocido para elegir el parámetro de regularización que resulte en una solución óptima. Para el desarrollo de este trabajo, se utilizó el método de la Curva-L para determinar el parámetro de regularización ( $\alpha$ ).

La solución de la regularización de Tikhonov de la ecuación  $\mathbf{m} = \mathbf{A}\mathbf{f} + \varepsilon$  es el vector  $T_\alpha(\mathbf{m}) \in \mathbb{R}^n$  que minimice la expresión

$$\|AT_\alpha(\mathbf{m}) - \mathbf{m}\|^2 + \alpha\|T_\alpha(\mathbf{m})\|^2 \quad (27)$$

donde  $\alpha > 0$  es llamada un parámetro de regularización. Por lo que denotamos

$$T_\alpha(\mathbf{m}) = \arg \min_{z \in \mathbb{R}^n} \{\|Az - \mathbf{m}\|^2 + \alpha\|z\|^2\} \quad (28)$$

En donde en la ecuación  $\mathbf{m} = \mathbf{A}\mathbf{f} + \varepsilon$ ,  $\mathbf{f} \in \mathbb{R}^n$  y  $\mathbf{m} \in \mathbb{R}^k$  y  $A$  es una matriz de tamaño  $k \times n$ .

La regularización de Tikhonov se puede entender como un balance entre dos requerimientos:

- (i)  $T_\alpha(\mathbf{m})$  debe dar un residual pequeño  $AT_\alpha(\mathbf{m}) - \mathbf{m}$ .
- (ii)  $T_\alpha(\mathbf{m})$  debe ser pequeño en la norma  $L^2$ .

El parámetro de regularización  $\alpha > 0$  puede ser utilizado para “afinar” el balance.

Es importante mencionar que, en problemas inversos, típicamente existen muchas opciones de  $T_\alpha(\mathbf{m})$  que satisfacen (i), y uno de los roles de (ii) es hacer la solución única (Mueller y Siltanen, 2012).

En el algoritmo de inversión sísmica (SVD), se incluyó la implementación de la regularización de Tikhonov de acuerdo con el algoritmo desarrollado por Mueller y Siltanen (2012), en el que se emplea el método de la Curva-L para obtener el parámetro de regularización ( $\alpha$ ). Después de realizar algunas pruebas, se determinó un valor de  $\alpha = 0.01$ , este valor de  $\alpha$ , proporcionó una solución que mostró un error menor. También se observó que, si se considera un valor menor, por ejemplo,  $\alpha = 0.001$ . El modelo presentaba más oscilaciones o variaciones en los valores obtenidos. Por otro lado, para un valor mayor del parámetro de regularización, por ejemplo,  $\alpha = 0.1$ . El modelo era más suavizado, teniendo una menor oscilación de los valores, con lo que posiblemente se podrían perder detalles de las heterogeneidades del subsuelo.

Asimismo, se realizaron pruebas con valores cercanos a  $\alpha = 0.01$ , observando que las diferencias no fueron significativas. Con lo que se decidió tomar el valor de 0.01 para  $\alpha$ .

En la metodología seguida para el desarrollo de este trabajo se contempló en primera instancia, el cálculo de los tiempos de arribo de las ondas sísmicas, así como de las trayectorias de los rayos sísmicos basado en un modelo propuesto del subsuelo. Para esta primera fase, se utilizó el algoritmo **vipsismicv25**, el cual resuelve el problema directo por medio del cálculo de las trayectorias de los rayos sísmicos. El objetivo de este algoritmo fue obtener un modelo del subsuelo que cumpla la más posible con los datos sísmicos (tiempos de arribo) obtenidos en campo.

El modelo obtenido con el algoritmo **vipsismicv25** se tomó como modelo inicial para el algoritmo de inversión sísmica (SVD), este algoritmo también resuelve el problema directo por medio de matrices ( $\mathbf{d} = \mathbf{G} \mathbf{m}$ ) donde la matriz  $\mathbf{d}$  está formada por los datos estimados, la matriz  $\mathbf{G}$  es la matriz que describe la geometría física del medio o subsuelo y la matriz  $\mathbf{m}$  es la que describe los parámetros que posee el medio físico de acuerdo con la propiedad física que se trate.



Al efectuar la inversión y el cálculo del problema directo por medio de matrices en el algoritmo de inversión sísmica (SVD), es posible efectuar la estimación del error de los resultados de ambos modelos (resultados de la inversión y resultados del problema directo). El diagrama de flujo del algoritmo de inversión sísmica se presenta en la Figura 3.5.

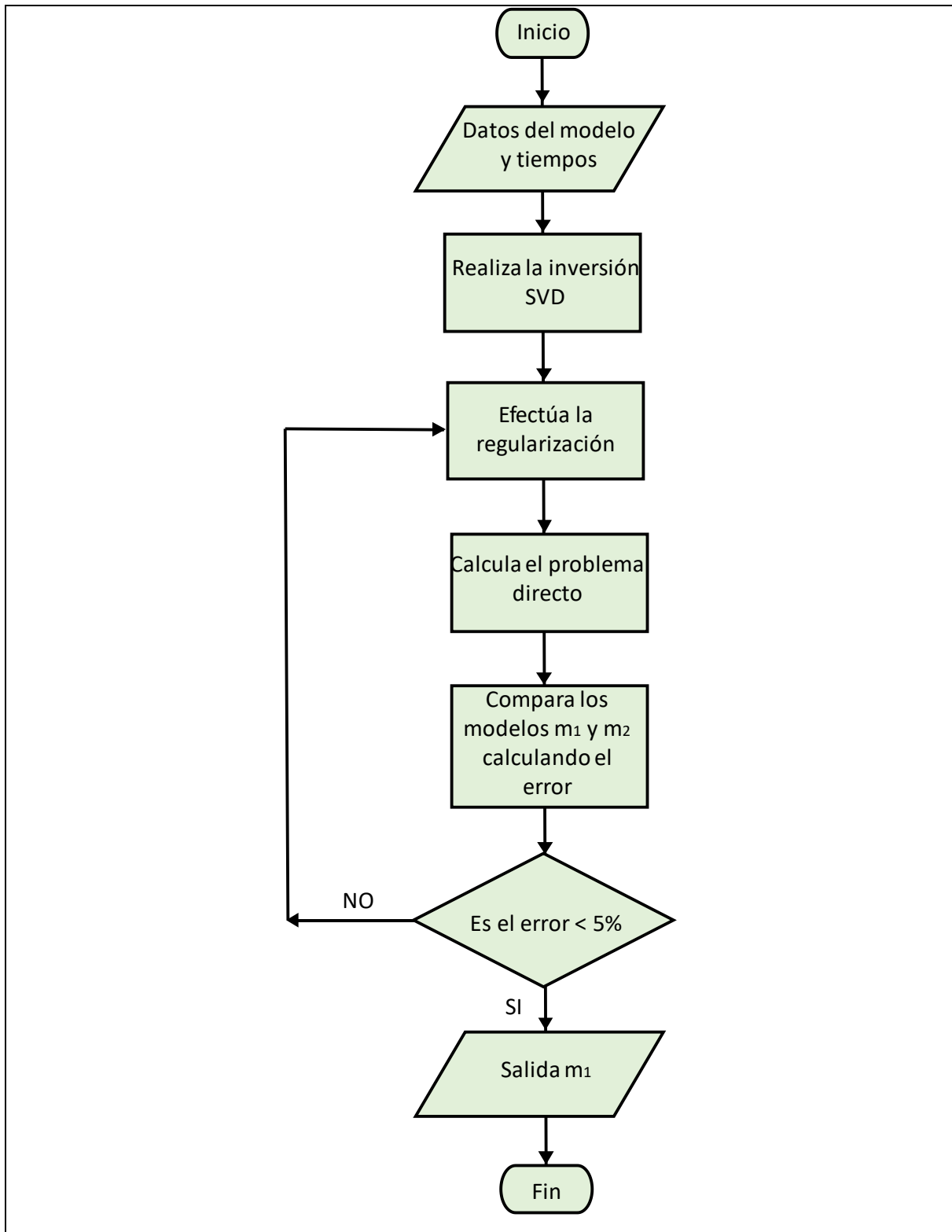


Fig. 3.5 Diagrama de flujo del algoritmo de inversión sísmica (SVD) con el que se obtuvieron las imágenes sísmicas  $V_p$  y  $V_s$ .

Cabe mencionar, que la generación de imágenes por medio del método SVD es muy utilizada en el campo de la medicina para generar imágenes de tomografía (Mueller y Siltanen, 2012; Seo y Woo, 2013).

Los programas de cómputo mencionados no son comerciales, por lo que requieren una entrada de datos de acuerdo con los formatos requeridos por los algoritmos. Esto hace necesario, que éstos sean preparados de la forma requerida por cada uno de los algoritmos diseñados. Con el propósito de evaluar la certidumbre del proceso efectuado por el algoritmo de inversión, se realizó una serie de pruebas en donde se evaluó el error del proceso.

La evaluación del error del proceso de inversión sísmica se efectuó con la propuesta de un modelo sintético del subsuelo, y por medio del cálculo del problema directo, se obtuvieron los tiempos teóricos de los primeros arribos de las ondas sísmicas. Posteriormente, con los tiempos de arribo y el modelo discretizado, se efectuó la inversión de datos, obteniendo un modelo estimado, producto de la inversión.

Finalmente, se calculó el ajuste entre el modelo propuesto (sintético) y el modelo estimado (teórico) de la inversión sísmica (es decir los residuales entre ambos modelos) por medio del cálculo del Error Porcentual Absoluto Medio o Mean Absolute Percentage Error (MAPE). Para los modelos de resistividad eléctrica obtenidos en la inversión, la evaluación del error se efectuó por medio del cálculo de la Raíz del Error Cuadrático Medio o Root Mean Squart Error (RMSE).

### 3.4 Obtención de Imágenes de $V_p$ y $V_s$

Por medio de la inversión efectuada con el algoritmo, se obtuvieron las imágenes sísmicas de  $V_p$  y  $V_s$ . El algoritmo utiliza la Descomposición de los Valores Singulares (SVD) como procedimiento alternativo, en lugar del proceso convencional. Como se mencionó anteriormente, la Descomposición de Valores Singulares presenta la ventaja de que la pseudo-inversa ( $\mathbf{G}^{-*}$ ) de la matriz ( $\mathbf{G}$ ) es obtenida de manera directa.

Al obtener la pseudo-inversa de la matriz ( $\mathbf{G}^{-*}$ ), el proceso recupera detalles finos de las condiciones del subsuelo. En este caso específico, se desea obtener información de los

cambios y de las variaciones originadas por las heterogeneidades petrofísicas de las unidades litológicas. El interés, es obtener imágenes del subsuelo que muestren lo más claro posible estas heterogeneidades.

De esta forma, se obtuvo la imagen de velocidades de ondas  $P$  ( $V_p$ ) y de velocidades de ondas  $S$  ( $V_s$ ) las cuales mostraron las heterogeneidades de las diferentes unidades litológicas, la variación de sus características físicas, su distribución y posiblemente también los cambios de su mineralogía.

### **3.5 Cálculo de la Relación de Velocidades $V_p/V_s$ y de los Módulos Elásticos de las Unidades Litológicas (*Relación de Poisson ( $\sigma$ ), Módulo de Compresibilidad ( $K$ ), Módulo de Corte o Rigidez ( $\mu$ ), Módulo de Young ( $E$ ), Constante de Lamé ( $\lambda$ )*)**

Con las velocidades  $V_p$  y  $V_s$  obtenidas en la inversión, se calculó la relación de velocidades  $V_p/V_s$ ; ésta dice, como es el comportamiento de un material ante un esfuerzo aplicado a la roca y su respuesta a ese esfuerzo aplicado en la dirección longitudinal y transversal. Este parámetro ha sido muy importante y ampliamente utilizado para determinar las características físicas de las rocas en problemas aplicados a la ingeniería, hidrogeología y en el área petrolera (Castagna et al., 1985; Zimmer et al., 2002; De Angelo et al, 2003; Hamada, 2004; Lines et al., 2005; Bala et al., 2006; Dumitrescu y Lines, 2006; Zhang y Lines, 2006; Carvalho et al., 2009).

La razón de velocidades sísmicas  $V_p/V_s$ , es un parámetro sísmico muy importante para interpretar datos sísmicos de campo en términos de la estructura y de la litología, así como estimar la porosidad y discriminar entre diferentes fluidos de poro (Wilkens et al., 1984), así como en el análisis sísmico de la amplitud contra offset (AVO) (Duffaut y Landrø, 2007). Anomalías bajas de  $V_p/V_s$  pueden ayudar en la identificación de yacimientos delgados de areniscas con gas, debido a que éstas están relacionadas a rocas de buena calidad (areniscas con bajo contenido de arcilla), presencia de gas y con condiciones de sobrepresión (Rojas et al., 2008).

Posteriormente, se calcularon los módulos elásticos que caracterizarán la litología del sitio de estudio por medio de las relaciones sísmicas que se muestran a continuación. La relación de Poisson se obtuvo por medio de la relación (11), la cual es:

$$\sigma = \frac{\left(\frac{Vp}{Vs}\right)^2 - 2}{2\left(\frac{Vp}{Vs}\right)^2 - 2}$$

Esta relación fue utilizada por [Zhang y Bentley \(2005\)](#) y [Pen y Zhang \(2007\)](#), sí como en los trabajos de [Carvalho et al. \(2009\)](#) y [Uyanik \(2011\)](#). Éste último autor, a su vez la tomó de [Ishihara \(1970\)](#), quien calculó la razón de Poisson para suelos saturados con agua.

Con el cálculo de los valores de la relación de Poisson obtenida por medio de la relación (11), se generó la imagen de la relación de Poisson de la línea 1. En ella, se observó la variación de las características elásticas de las diferentes unidades litológicas del sitio de estudio.

Para el cálculo del módulo de compresibilidad ( $K$ ), se utilizó la relación mostrada por [Geldart y Sheriff \(2008\)](#) y [Mavko et al. \(2009\)](#):

$$K = \frac{2\mu(1+\sigma)}{3(1-2\sigma)} \quad (29)$$

donde  $\sigma$  es la razón de Poisson y  $\mu$  es el módulo de Corte.

Con la relación anterior, se generó la imagen de la distribución litológica basada en el módulo de Compresibilidad de los materiales existentes en el subsuelo del sitio.

En el caso del cálculo del módulo de Corte o de Rigidez ( $\mu$  o  $G$ ), se utilizó la relación siguiente:

$$\mu = \rho Vs^2 \quad (30)$$

donde  $Vs$  es la velocidad de las ondas transversales y  $\rho$  es la densidad de las rocas existentes. El cálculo de la densidad de las unidades litológicas del sitio se mostrará más adelante.

La relación (30) fue utilizada en el trabajo presentado por [Li \(2009\)](#), quien la tomó del trabajo desarrollado por [Han y Batzle \(2004\)](#). Esta misma relación la utilizó [Hamada \(2004\)](#), que a su vez la toma del trabajo desarrollado por [Gardner et al. \(1974\)](#). La imagen correspondiente

al módulo de Corte mostró la distribución y las heterogeneidades físicas de las unidades litológicas en el subsuelo del sitio estudiado.

Para el cálculo del módulo de Young se utilizó la siguiente relación:

$$E = \frac{9K\mu}{3K+\mu} \quad (31)$$

donde  $K$  es el módulo de Compresibilidad y  $\mu$  es el módulo de Corte.

Esta relación fue utilizada por diferentes autores ([Geldart y Sheriff, 2008](#); [Mavko et al., 2009](#); [Tiab y Donaldson, 2012](#)). En este trabajo se realizó la imagen correspondiente de los valores calculados del módulo de Young.

De la tabla presentada por [Geldart y Sheriff \(2008\)](#) y [Mavko et al. \(2009\)](#), se tomó la relación para el cálculo de la constante de Lamé, la cual es:

$$\lambda = \mu \left( \frac{2\sigma}{1-2\sigma} \right) \quad (32)$$

donde  $\sigma$  es la razón de Poisson y  $\mu$  es el módulo de Corte.

Por medio de la relación (32), se calcularon los valores de la constante de Lamé para obtener la imagen del subsuelo correspondiente a la distribución de las unidades litológicas.

### 3.6 Análisis de la Gráfica $V_p$ - $V_s$

Una manera muy útil en la que se puede realizar un análisis de las unidades litológicas es a través de una gráfica en donde se relacionen los valores de  $V_p$  y  $V_s$  de cada una de las unidades. Cada par de velocidades ( $V_p$  y  $V_s$ ) tienen una ubicación espacial, con la cual se puede distinguir espacialmente las heterogeneidades de cada una de las unidades.

Otro análisis de esta gráfica es distinguir de manera más clara los límites y la geometría de las unidades.

### 3.7 Correlación entre las Imágenes Sísmicas e Información Geológica del Sitio

A partir de la generación de las imágenes de la distribución de las velocidades  $V_p$ ,  $V_s$  y de los módulos elásticos, se correlacionó con información geológica del sitio. Esto se hizo con el fin de verificar la similitud entre los resultados obtenidos de las velocidades sísmicas y los módulos elásticos con la geología del sitio.

### 3.8 Cálculo de la Densidad y Porosidad de las Unidades Litológicas

Para el cálculo de la porosidad de las rocas por medio de las relaciones elásticas, es necesario calcular la densidad de las rocas; para esto, se utilizó la relación (3) mostrada anteriormente. Esta relación es el resultado de observaciones de laboratorio y de campo efectuadas a una gran cantidad de muestras de diferentes rocas (Gardner et al., 1974).

En la relación (3), el cálculo de la densidad depende únicamente del valor de las velocidades de las ondas  $P$  y no de otros parámetros. Existen otras relaciones con las cuales se puede calcular la densidad de las rocas a través de diversas constantes elásticas. Sin embargo, éstas involucran a su vez el cálculo de otros parámetros que pueden conducir a pequeños errores.

La relación (3) proporcionada por Gardner et al. (1974) se puede expresar como:

$$\rho_b = a V_p^m \quad (33)$$

donde  $a$  es 0.23 y  $m$  es 0.25 cuando la velocidad sísmica es medida en pies/segundo, o en donde  $a$  es 0.31 y  $m$  es 0.25 cuando la velocidad sísmica es medida en metros/segundo, siendo esta relación un caso general (Quijada y Steward, 2007). Tomando en cuenta este hecho, es de esperar que los valores obtenidos por esta relación podrán variar según la localidad de las rocas, así como del tipo de roca que se trate; es decir, los valores de  $a$  y  $m$  podrán ser ajustados, *p. ej.*, ya sea una lutita, una arenisca o una caliza según el caso.

Quijada y Steward (2007) realizaron una serie de mediciones en Manitou Lake, Saskatchewan, Canadá, con las cuales encontraron que valores de  $a = 0.51$  y  $m = 0.19$  para lutita y valores de  $a = 0.22$  y  $m = 0.28$  para arenisca, se ajustaban mejor a los valores de densidad obtenidos por medio del registro de rayos gamma de un pozo perforado en el sitio



estudiado. Al utilizar los coeficientes  $a$  y  $m$  de la relación original de [Gardner et al. \(1974\)](#), estos autores encontraron un error (RMS) de  $0.1147 \text{ gr/cm}^3$  para la densidad, y al utilizar sus propios coeficientes observaron una reducción del 50 % en el error.

En este caso, la diferencia entre los coeficientes de [Gardner et al. \(1974\)](#) y los obtenidos por [Quijada y Steward \(2007\)](#) no fueron significativos, y no afectan los resultados de manera importante; por tal motivo, se utilizó la relación tal como la propuso [Gardner et al. \(1974\)](#). Así, el cálculo de la densidad a través de  $V_p$  es mucho más conveniente que utilizar  $V_s$ . Esto, debido a que los datos de las ondas  $S$  mostraron contener más ruido, por lo que se generan resultados con una mayor incertidumbre. Esta misma observación fue mencionada por [Dietrich y Tronicke \(2009\)](#) y [Ketelhodt et al. \(2017\)](#).

Estos autores también notaron que las ondas  $P$  son usualmente más fáciles y precisas de identificar en un sismograma, si se compara con un sismograma de ondas  $S$ , los cuales son más complicados para determinar con claridad el tiempo de arribo de la onda, debido a señales ruidosas del medio físico. Con el cálculo de las densidades, se obtuvo la imagen de la densidad de las rocas en el sitio de estudio; siendo este cálculo, el paso previo para determinar la porosidad de las rocas por este medio. Con el fin de verificar el rango de valores de densidad obtenido en este trabajo, se realizó una tabla comparativa entre los valores obtenidos por otros autores y los obtenidos en este trabajo.

Quizá el parámetro petrofísico más estudiado sea la porosidad de las rocas, en especial en la investigación de yacimientos petroleros debido a la importancia económica que representa. El cálculo de la porosidad de las rocas se ha tratado por diferentes medios. Como lo son la correlación de la porosidad con la densidad, correlación con las constantes elásticas, la correlación con la resistividad eléctrica, la correlación con las velocidades sísmicas de las ondas  $P$  y  $S$ , y con la saturación de fluidos en los poros ([Miller y Stewart, 1990](#); [Knackstedt et al., 2003, 2005](#); [Yasar y Erdogan, 2004](#); [Bachrach, 2006](#); [Uyanik, 2011](#); [Ojha y Sain, 2012](#)).

Como consecuencia de esa diversidad, existe una gran variedad de relaciones de acuerdo con los parámetros que se utilicen para calcular la porosidad de las rocas. Sin embargo, estas relaciones no han sido dirigidas precisamente a estudios de unidades litológicas superficiales, las cuales están formadas por sedimentos no consolidados. Estas relaciones involucran a su

vez, alguna de las constantes elásticas u otro parámetro obtenido por medio de mediciones en muestras de pozo (núcleos) en el laboratorio.

Las mediciones que generalmente se realizan en el laboratorio son: la velocidad sísmica en los granos y de los fluidos de los diferentes tipos de roca, enfocando su atención principalmente a rocas carbonatadas (calizas, dolomitas) y a rocas clásticas como las areniscas. Por esta razón, no todas las relaciones son aplicables al estudio de las características de las diferentes rocas superficiales consolidadas y no consolidadas.

Davis (1954) presentó una relación general en donde la densidad es parte para el cálculo de la porosidad de las rocas. Para calcular la porosidad se utilizó la relación presentada por Davis (1954), la cual se muestra a continuación:

$$\phi = \left[ \frac{2.654 - \rho_B}{1.654} \right] * 100 \quad (34)$$

Con los valores de las densidades de la litología del sitio, se calcularon los valores de las porosidades de las unidades con la relación de Davis (1954). Los resultados obtenidos fueron comparados con los resultados de porosidad obtenidos por medio de mediciones de laboratorio y de registros de pozos publicados en otros trabajos para el mismo tipo de roca (Freeze y Cherry, 1979; Baker et al., 2015). Se observó que el cálculo de la porosidad efectuado con la Ecuación (34), dio como resultado valores mayores a los reportados por Freeze y Cherry (1979) y Baker et al. (2015). Por tal motivo, se efectuó una calibración de la ecuación de Davis (1954), encontrando que con un valor de 2.005 en lugar de 1.654 en el denominador de la Ecuación (34), presentó un mejor ajuste para los valores de la porosidad de las unidades litológicas del sitio de estudio. Así, la relación se presenta de la siguiente manera:

$$\phi = \left[ \frac{2.654 - \rho_B}{2.005} \right] * 100 \quad (35)$$

### 3.9 Relaciones de la Densidad y la Porosidad de las Unidades con los Módulos Elásticos y su Análisis

Para poder observar de manera clara la interrelación que existe entre la densidad y las constantes elásticas de las rocas, así como de la porosidad con las constantes elásticas, se realizaron gráficas en donde se correlacionan estas propiedades petrofísicas (densidad y porosidad) con las diferentes constantes elásticas del sitio. Por ejemplo, las gráficas de *Densidad-Módulo de Compresibilidad*, *Porosidad-Módulo de Compresibilidad*, *Densidad-Módulo de Corte*, *Porosidad-Módulo de Corte*, *Densidad-relación de Poisson*, y *Porosidad-relación de Poisson*.

En las gráficas realizadas, se observó el comportamiento físico de las unidades litológicas del sitio, lo cual muestra la interrelación que existe entre la densidad y la porosidad con las constantes elásticas de las unidades. Por ejemplo, [Mavko et al. \(2009\)](#) elaboraron gráficas de Porosidad-Módulo de Compresibilidad y de Porosidad-Módulo de Corte. Las gráficas realizadas en este trabajo son similares, es decir, presentan un comportamiento similar a las presentadas por [Mavko et al. \(2009\)](#).

[Uyanik \(2011\)](#) realizó en su trabajo un análisis del comportamiento de algunas rocas no consolidadas, relacionando la porosidad con algunas de las constantes elásticas (Razón de Poisson y Módulo de Corte).

### 3.10 Adquisición de Datos de Resistividad Eléctrica

Después la adquisición de datos sísmicos, se inició la etapa de adquisición de datos de resistividad eléctrica. Esta etapa se efectuó siguiendo un procedimiento similar al de la etapa sísmica. Se utilizaron las mismas líneas ya trazadas para colocar electrodos en los mismos puntos de medición de las líneas sísmicas, coincidiendo las ubicaciones de los geófonos y de los electrodos a cada 2 metros para cubrir toda la longitud de la línea sísmica.

Para llevar a cabo las mediciones de resistividad eléctrica, se utilizó un equipo **ARES** el cual es manufacturado por la compañía *GF Instruments, s.r.o.*

La adquisición de datos fue realizada con el arreglo electródico Dipolo-Dipolo (Figura 3.6), el cual se hizo de manera automática por medio del programa de adquisición instalado en el controlador ARES, este programa controla toda la secuencia y separaciones de los electrodos durante las mediciones de la resistividad eléctrica en la línea.

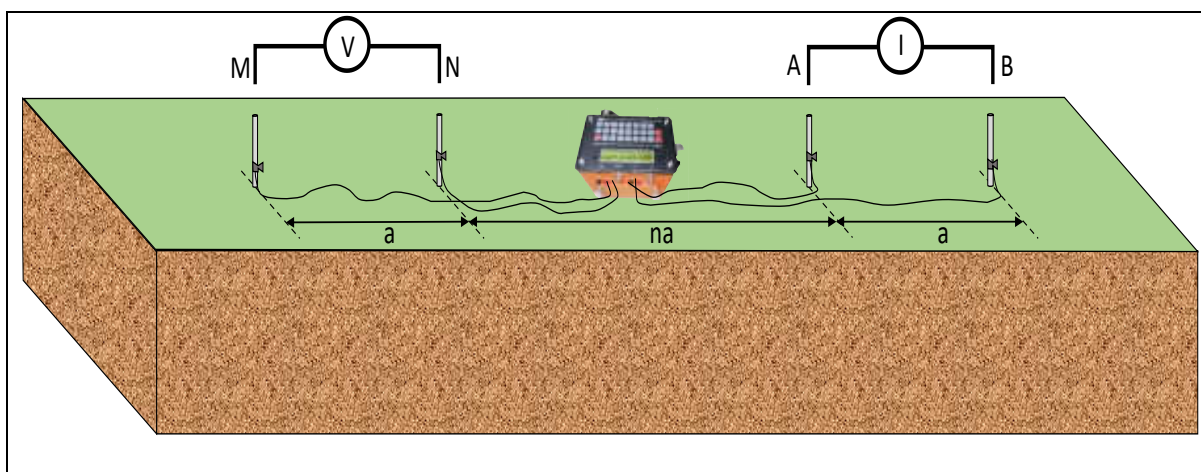


Fig. 3.6 Arreglo Dipolo-Dipolo. Se muestra el dipolo de corriente (A B), el dipolo de potencial (MN), así como la posición de los electrodos M, N, A y B.  $a$  y  $na$  son las distancias de los electrodos de acuerdo con la geometría del arreglo Dipolo-Dipolo en donde  $n$  toma diferentes valores (1, 2, 3, etc).

Antes de efectuar la adquisición, el equipo realiza un barrido por cada uno de los electrodos de la línea para verificar el contacto electrodo-tierra. Si éste detecta que algún electrodo tiene mal contacto con el suelo y su resistencia es muy grande; la pantalla del equipo mostrará el número del electrodo que requiere atención para que el operador corrija manualmente esta situación.

La unidad de control ARES está compuesta por el transmisor y receptor en la misma unidad. A continuación, se presentan algunos datos técnicos del equipo (Tabla 3.2).

Tabla 3.2 Especificaciones técnicas del equipo de resistividad eléctrica ARES (GF Instruments s.r.o., s.f.).

Transmisor		Receptor	
Potencia	hasta 300 W	Impedancia de entrada	20 M $\Omega$
Corriente	hasta 2.0 A	Rango de voltage de entrada	5 V
Voltage	10 – 550 V (1100 Vp-p)	Frecuencia de filtrado eléctrico	50 or 60 Hz
Protección:	protección electronica completa	Precision	0.1%
Precisión	0.1%		

### **Métodos que utiliza**

2D/3D-Resistividad Multi-Electrodos y tomografía IP

SEV – Sondeos Eléctricos Verticales

RP – Perfilaje de Resistividad

SP – Auto Potencial

Resistividad dentro de pozos

Configuraciones definidas por el usuario

### **Unidad de control** (Figura 8.4)

Sistema de fácil control, no necesita una PC para medir

Teclado alfanumérico, pantalla LCD larga

Potencia de suministro: Batería de auto de 12 V

Dimensiones: 13 x 17 x 39 cm

Peso: 3.5 kg

Condiciones Ambientales: -10°C a +50°C, contra agua.

Se utilizó un sistema de cables inteligentes, controlados por la unidad principal del equipo ARES para efectuar la adquisición de manera automática; colocándose en toda la línea un total de 48 electrodos para cubrir un total de 96 metros lineales.

### **3.11 Preparación e Inversión de Datos de Resistividad Eléctrica**

La inversión de datos de resistividad eléctrica se llevó a cabo por medio del programa comercial llamado **IX1D V3** de la compañía *Interpex*. Este programa resuelve los problemas directo e inverso para la resistividad eléctrica en 1D. Es decir, para sondeos eléctricos verticales (SEVs) realizados con diferentes arreglos de electrodos. Por ejemplo, el arreglo Dipolo-Dipolo. Este programa puede efectuar la inversión de los datos de resistividad de cada sondeo de manera individual o interpolar los resultados de cada uno de los sondeos para generar una sección 2D de resistividad.

El modelo 2D, es realizado por medio del cálculo de las resistividades reales parciales a lo largo de cada sondeo, hasta la profundidad de exploración de estos. Por ejemplo, cuando se genera un modelo 2D de las resistividades reales, el usuario puede elegir el número de parcialidades. Si el usuario determina que se resuelva la inversión con 30 o 40 parcialidades, la inversión generará 30 o 40 secciones pequeñas con resistividades reales para cada sección del sondeo, desde la superficie hasta el total de la profundidad de exploración.

Posteriormente, el usuario determina cuales son los sondeos (SEVs) que formarán parte del perfil de resistividad. Al elegir los sondeos indicando su ubicación, el programa efectuará la interpolación de las resistividades eléctricas para configurar el perfil de resistividades 2D. De tal forma, que de acuerdo con la ubicación de los sondeos (distancias) y la profundidad de exploración de los sondeos, el programa configura el perfil de resistividades reales.

### **3.12 Obtención de Imágenes de Resistividad Eléctrica**

Para obtener las imágenes de resistividad eléctrica, se utilizó el programa IX1D, en donde se efectuó la inversión de cada uno de los sondeos de la línea. Posteriormente, se determinan los sondeos que forman parte de la línea para generar el perfil de resistividades. Al obtener el perfil de resistividades, el programa también calcula el error de cada uno de los sondeos. Con el RMSE se puede tener un parámetro de calidad de la inversión realizada.

Para tener un mejor control de los resultados obtenidos por medio del programa IX1D, se optó por efectuar la interpolación de los valores de resistividad de los sondeos con el programa SURFER, ya que éste proporciona una gran cantidad de opciones para la interpolación y con esto se puede tener un mejor control de los resultados. En cambio, el programa IX1D tiene menos opciones para la configuración de la interpolación.

### **3.13 Análisis de los Cambios de la Resistividad Eléctrica en la Temporada de Sequía y Lluvia**

La adquisición de datos de resistividad eléctrica se efectuó en la temporada de sequía. Sin embargo, dos meses después se presentó un evento meteorológico con tres días continuos de lluvias intensas (tormenta tropical Arlene). Este fenómeno se aprovechó para efectuar una nueva adquisición de datos de resistividad eléctrica del subsuelo saturado con agua meteórica en el sitio de estudio.

Con las imágenes de resistividad eléctrica de la temporada de sequía y de la temporada de lluvias, se realizó un análisis de los cambios de resistividad, antes y después de las lluvias.

### **3.14 Correlación de Imágenes de Resistividad Eléctrica e Información Geológica del Sitio**

Correlacionar los resultados obtenidos de las imágenes de resistividad eléctrica con las unidades litológicas del sitio de estudio, es de suma importancia. Para ello, es necesario efectuar una evaluación de la coincidencia de las imágenes de resistividad eléctrica y la información geológica del sitio obtenida de los sondeos geotécnicos y de la estratigrafía observada en las trincheras cercanas a la línea.

### **3.15 Correlación de Imágenes de Resistividad Eléctrica con Imágenes Sísmicas del Sitio**

Finalmente, cuando se investigan las características geofísicas (sísmica y resistividad) para llevar a cabo la caracterización de un sitio; es muy importante determinar la coincidencia o similitud de resultados. Es decir, que tan coincidentes son los modelos de sísmica y de resistividad eléctrica.

Para esto, se efectuó la correlación de la distribución de las unidades que aparecen en ambos modelos. También se correlacionó la profundidad entre las unidades no consolidada, la zona de transición y la roca consolidada.

### **3.16 Elaboración de Imágenes 2.5D**

Para tener una perspectiva tridimensional de la distribución de las unidades litológicas del sitio, así como tener una visión integral de las unidades para analizar las estructuras geológicas que se presentan en el subsuelo, se realizaron imágenes sísmicas 2.5D, las cuales dan una perspectiva integral de la geología del sitio de estudio.

Para efectuar esta tarea, se tomaron las imágenes sísmicas de las cuatro líneas realizadas en el sitio. Asimismo, se obtuvieron los valores de las velocidades a diferentes niveles de

profundidad del sitio de estudio. Teniendo de esta manera, una vista en planta de la distribución de las unidades a diferentes niveles de profundidad, así como su vista vertical.

### ***Resumen del Capítulo 3:***

En este capítulo, se presentaron las ocho etapas desarrolladas en este trabajo de investigación. Las ocho etapas programadas fueron las siguientes: (1) adquisición de datos sísmicos, (2) realización de trincheras, (3) desarrollo de un algoritmo de inversión, (4) realización de imágenes sísmicas, (5) realización de imágenes de densidades, porosidades y módulos elásticos, (6) realización de gráficos de densidades – módulos elásticos y porosidades – módulos elásticos, (7) realización de imágenes de resistividad eléctrica y (8) realización de imágenes 2.5D.

En el siguiente capítulo se realizaron las imágenes de  $V_p$ ,  $V_s$ , así como de los módulos elásticos obtenidos mediante las relaciones de las propiedades mecánicas y las velocidades sísmicas. Se elaboró la gráfica  $V_p - V_s$ , así como las gráficas de las relaciones de los módulos elásticos con la densidad y porosidad de las rocas. Además, se realizaron las imágenes de resistividad eléctrica en la misma ubicación de la línea sísmica, con el propósito de hacer un análisis de correlación de los resultados obtenidos por ambas imágenes.



## 4 Resultados

### 4.1 Adquisición de Datos de Campo (velocidades sísmicas)

Se realizó la adquisición de los datos sísmicos (sísmica de refracción). Los datos se grabaron en archivos electrónicos para su posterior tratamiento. Con el software de adquisición de datos RAS-24, los datos adquiridos fueron visualizados como sismogramas, y tratados para identificar los primeros arribos de las ondas  $P$  y  $S$  de manera clara. Con este programa se pudo amplificar o disminuir trazas, aplicar filtros, como filtros pasa alta y pasa baja. Al posicionar manualmente la llegada de la onda, el programa registra el tiempo en milisegundos (Figura 4.1).

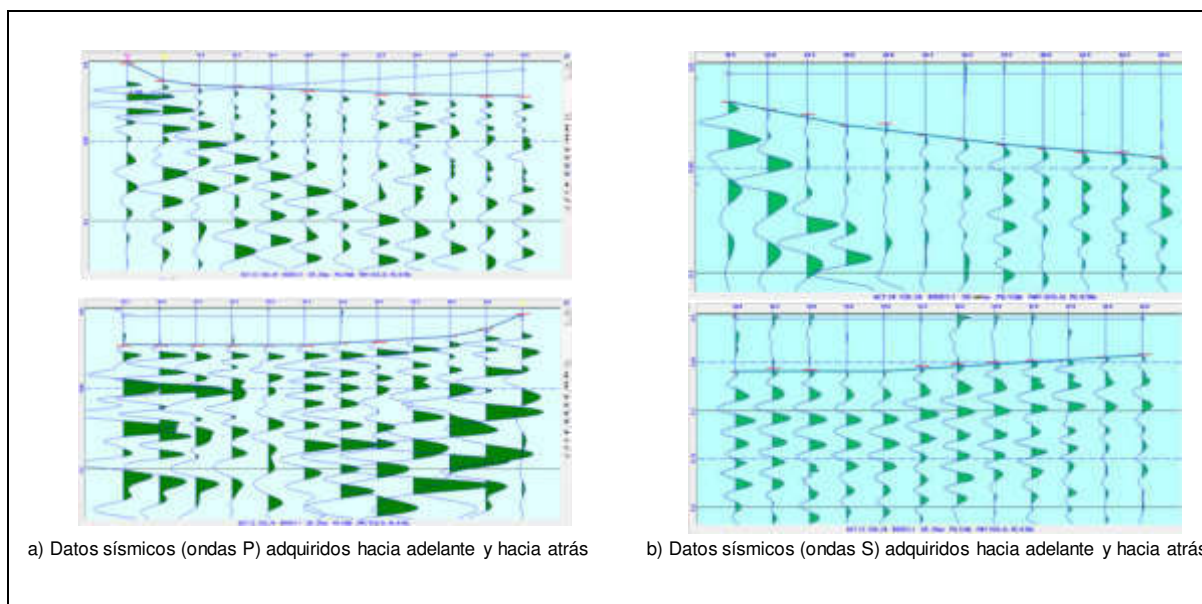


Fig. 4.1 Sismogramas obtenidos en la adquisición de datos en el sitio de estudio. En ellos se identificaron los primeros arribos (marcas rojas) de las ondas  $P$  (a) y  $S$  (b).

### 4.2 Realización de Trincheras

Para obtener información geológica de las unidades del sitio de estudio, se realizaron algunas trincheras en las cuales se obtuvo información de la distribución de las unidades no

consolidadas y de la parte superior de la unidad consolidada. En las trincheras se observó que el límite de las unidades no consolidadas se ubica entre 1.55 – 2.90 m de profundidad.

Se observó una zona de transición entre las unidades no consolidadas y la roca consolidada, esta zona se caracterizó por presentar fragmentos de la roca consolidada que en algunas partes del sitio de estudio se encontraron rodeados por limo y arena, lo cual indicó una alteración química de la roca ocasionada por la acción del agua meteórica infiltrada al subsuelo y que actúa sobre los minerales de la roca.

Después de observar varias trincheras en el sitio de estudio, se determinó que la roca consolidada presentaba una mayor dureza en algunas partes del área de estudio. En estas ubicaciones, se determinó la existencia de una lutita calcárea. En otras áreas, la roca consolidada presentaba una mayor intemperismo y fracturamiento.

Por otro lado, se recolectaron muestras de roca en una de las trincheras para efectuar un análisis mineralógico. Las muestras se enviaron a un laboratorio (DifracLab, S.A.) para su caracterización mineralógica por medio de un análisis de difracción de rayos X. Para este análisis, se utilizó un equipo Rigaku Mini Flex 600, el cual incluye un tubo de Cu (radiación  $\text{CuK}\alpha$ ;  $\lambda = 1.5418 \text{ \AA}$ ) operado a 40 kilo volts (kV) y 15 microamperios (mA).

Los difractogramas de rayos X fueron obtenidos en un rango de  $2\theta$  de 3 a  $60^\circ$  con una velocidad de escaneo de  $1^\circ/\text{min}$ . La identificación de la fase mineral fue establecida comparando los patrones estándar de difracción de rayos X usando el programa del Rigaku PDLX. El procedimiento de la difracción de rayos X se aplicó para las unidades A y D en dos condiciones: (a) en muestras pretratadas con HCL diluido para remover los carbonatos, y (b) en la fracción de arcilla de las muestras (original, saturada con etileno glicol y precalentada a  $300^\circ\text{C}$ ).

El resultado de la caracterización mineralógica del sitio de estudio (análisis de difracción de rayos X) confirmó que la Unidad A está formada por calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ) y en menor proporción illita (Figura 4.2a). Esta disposición mineralógica también es similar en la lutita de la Unidad D, aunque la proporción principal de la roca corresponde a la illita (Figura 4.2b) que es un mineral arcilloso no expansivo que contribuye a una permeabilidad relativamente baja en la roca (Kwon et al., 2004).

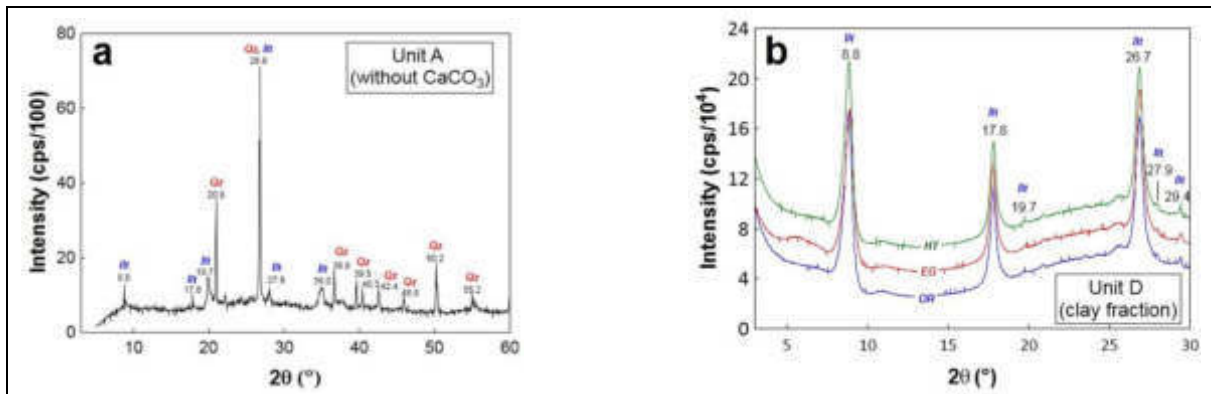


Fig. 4.2 Patrón de Difracción de Rayos X (DRX) para la Unidad A sin carbonatos (muestra pretratada con HCl diluido). Disposición mineralógica: Cuarzo (Qz) e Illite (Ilt) (a). Patrones de DRX para la fracción de arcilla de la Unidad D en el original (OR) (b).

### 4.3 Preparación y Procesamiento de Datos (inversión sísmica)

A partir de la identificación de los primeros arribos de las ondas sísmicas, se realizaron las gráficas de *Tiempo – Distancia* (Figuras 4.3 y 4.4) con las cuales se pudo visualizar los cambios de velocidad de las ondas a través de las diferentes unidades existentes en el sitio. Los tiempos mínimos de viaje de las ondas representan los datos utilizados para efectuar la inversión sísmica y determinar las velocidades sísmicas de las unidades litológicas.

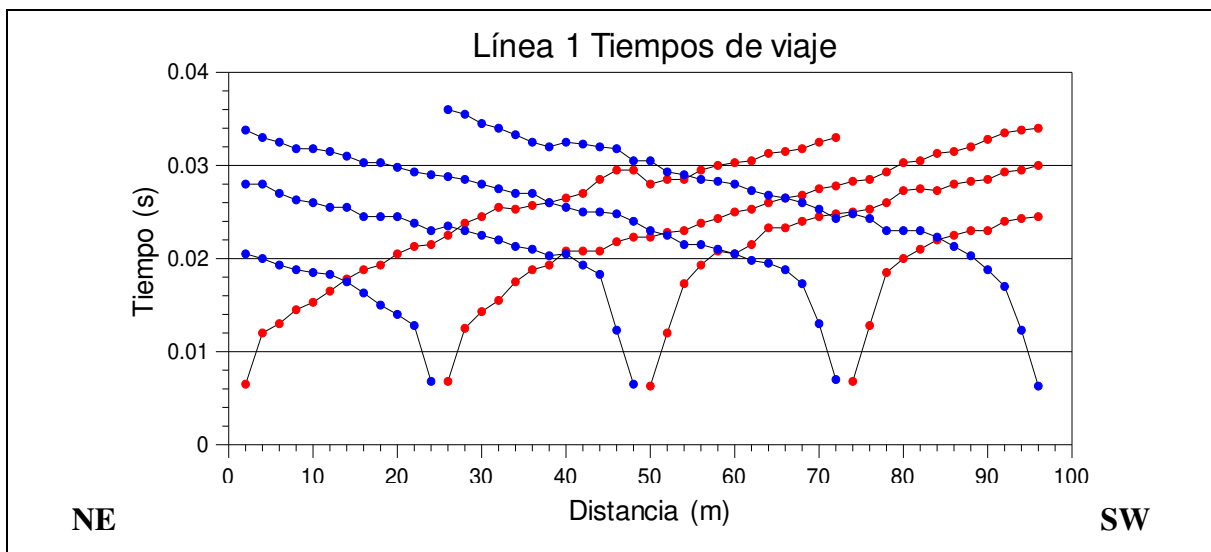


Fig. 4.3 Tiempos de viaje de ondas P en dirección hacia adelante (rojo) y hacia atrás (azul) en la línea 1

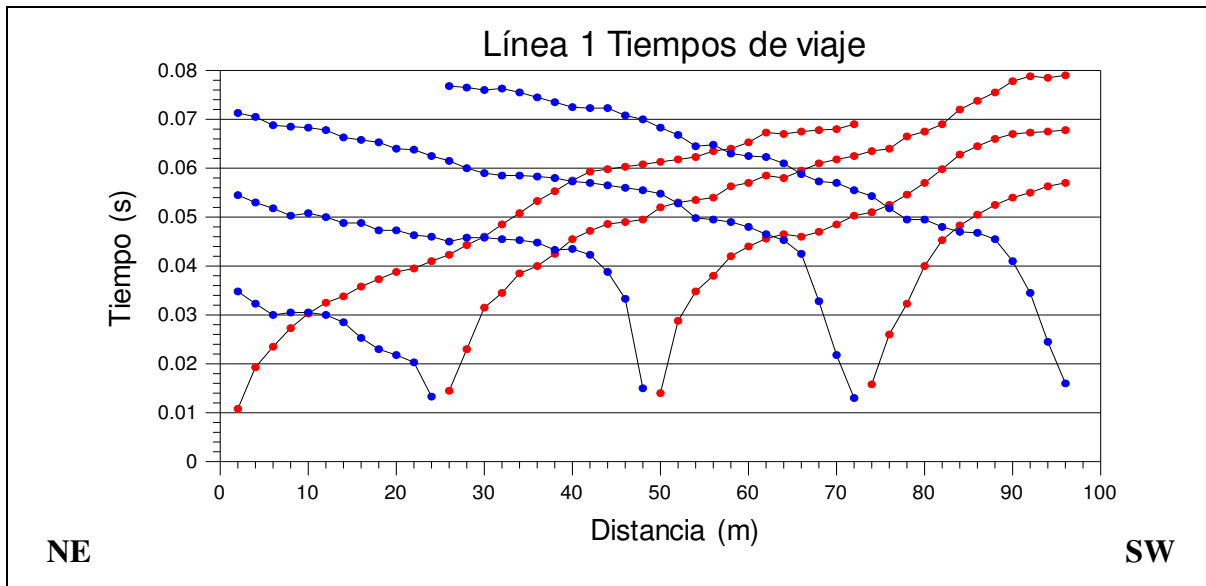


Fig. 4.4 Tiempos de viaje de ondas S en dirección hacia adelante (rojo) y hacia atrás (azul) en la línea 1

Antes de hacer la inversión de datos, se trabajó en la solución del problema directo, proponiendo una serie de modelos del subsuelo con sus velocidades teóricas de cada una de las unidades litológicas.

Con el algoritmo **vipsismicv25**, se calcularon las trayectorias de los rayos sísmicos y los tiempos de arribo teóricos. Después de probar diferentes modelos, se eligió el de mejor ajuste.

En cada ejecución, el algoritmo calcula las trayectorias de los rayos y los tiempos de arribo a cada geófono indicado. Cuando el algoritmo termina el cálculo, pregunta si se desea calcular para otra fuente, si la respuesta es positiva, el algoritmo pregunta para que fuente se desea hacer el cálculo y a que geófonos llegaran los rayos, con lo que se realizará de nuevo todo el proceso. Si la respuesta es negativa, el algoritmo termina sus cálculos.

A continuación, se presentan unos modelos (Figuras 4.5 y 4.6) que se realizaron con el algoritmo **vipsismicv25** para obtener el modelo más próximo a la distribución de las unidades del subsuelo. Cabe mencionar que este algoritmo fue diseñado para capas con espesores variables y velocidades constantes. No se le puede introducir velocidades que cambien lateralmente, por lo que se tendrán errores por este concepto.

En este caso, se calcularon las trayectorias de las cuatro fuentes o puntos de tiro hacia adelante (Figura 4.5) y las cuatro fuentes o puntos de tiro hacia atrás (Figura 4.6), por lo que

se tienen ocho fuentes o puntos de tiro en total, con lo que se puede observar las trayectorias seguidas por los rayos a cada geófono en la superficie, además se observa la topografía de la superficie en la línea 1.

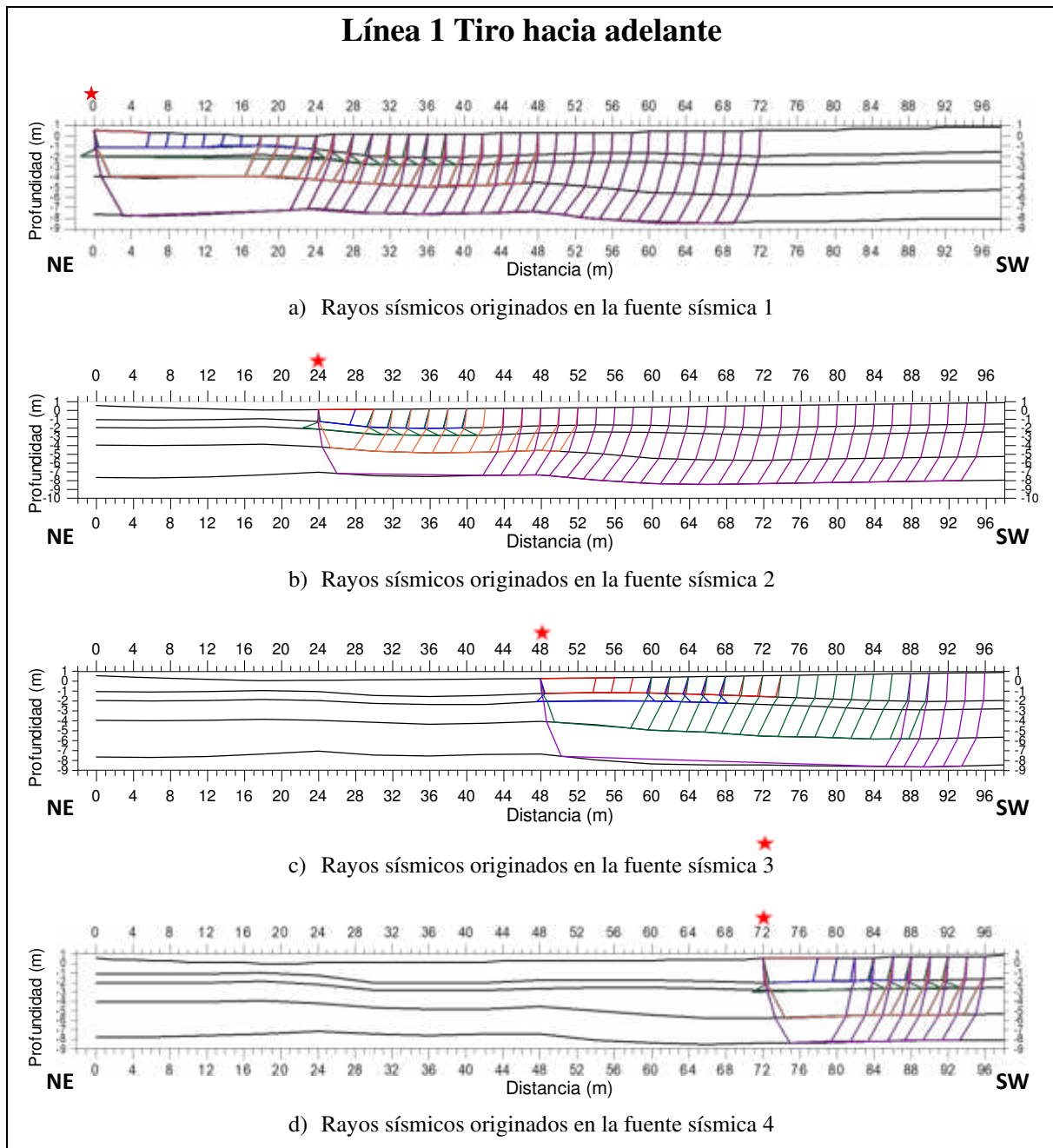


Fig. 4.5 Línea 1. Trayectorias de los rayos sísmicos de acuerdo con la geometría de las unidades litológicas y sus velocidades teóricas propuestas en el modelo. (a) la fuente se ubica en 0 m, en (b) la fuente se ubica en 24 m, en (c) la fuente se ubica en 48 m, y en (d) la fuente se ubica en 72 m.

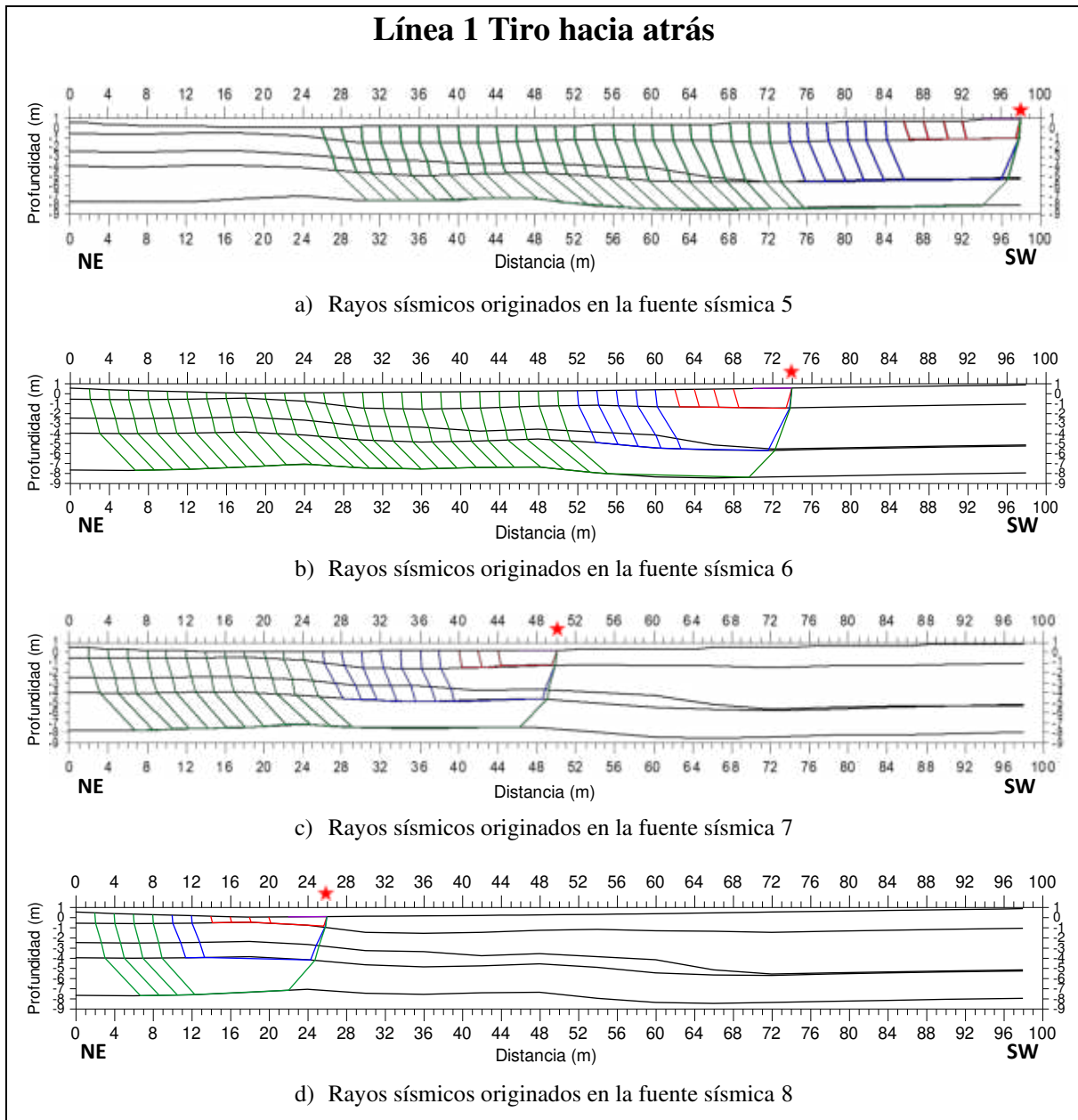


Fig. 4.6 Línea 1. Trayectorias de los rayos sísmicos de acuerdo con la geometría de las unidades litológicas y sus velocidades teóricas propuestas en el modelo. De arriba hacia abajo (a) la fuente se ubica en 98 m, en (b) la fuente se ubica en 74 m, en (c) la fuente se ubica en 50 m, y en (d) la fuente se ubica en 26 m.

El ajuste entre los valores de los tiempos de los primeros arribos observados y los tiempos calculados por el algoritmo **vipsismicv25**, se efectuó por medio del cálculo del Error Porcentual Absoluto Medio (MAPE, por sus siglas en inglés).

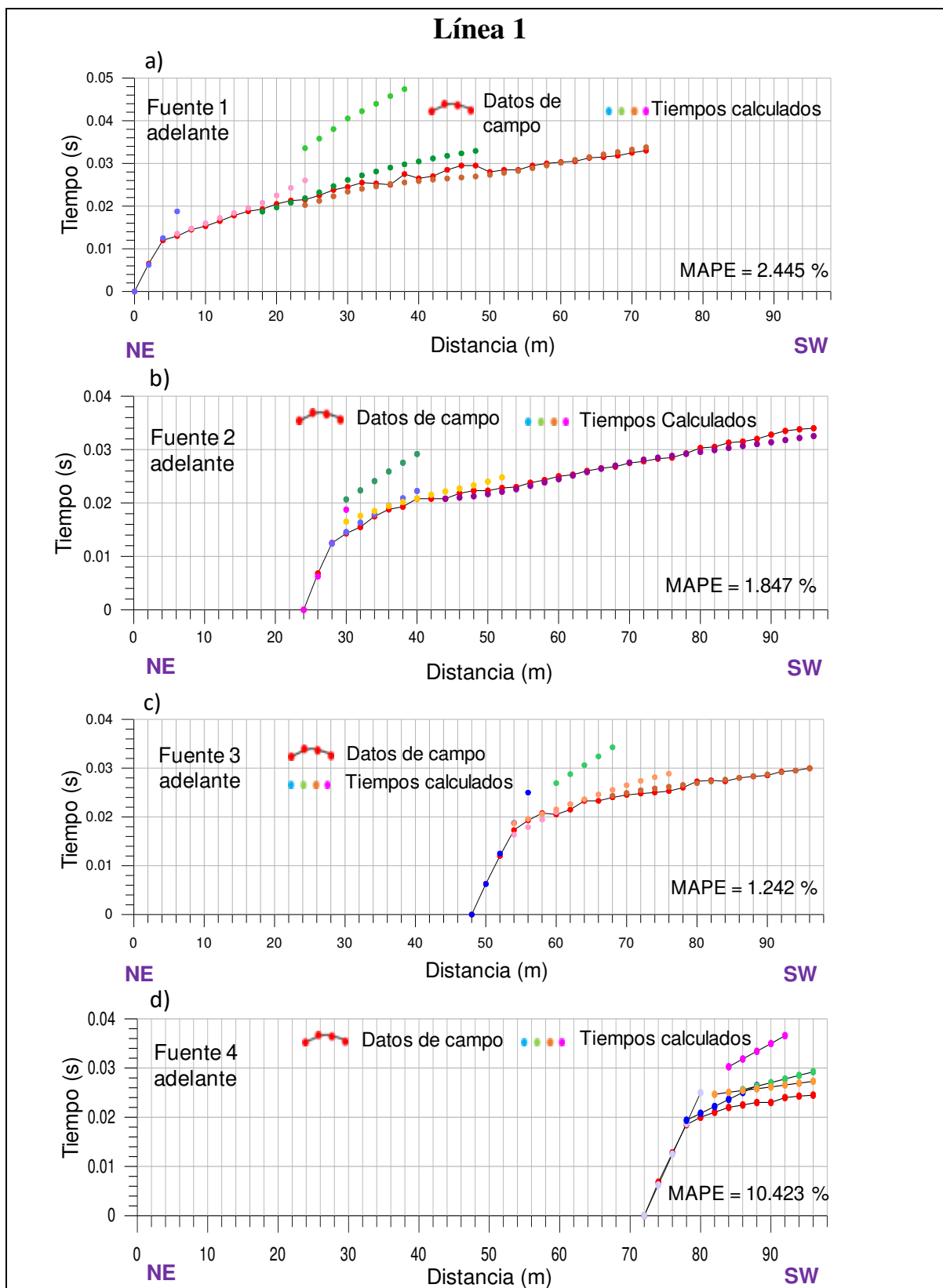


Fig. 4.7 Gráficas de los tiempos de arribo de las ondas P. Datos de campo hacia adelante (puntos rojos) y tiempos teóricos obtenidos con el algoritmo vipsismicv25 (diferentes colores). (a) Fuente 1 a 0 m. (b) Fuente 2 en 24 m. (c) Fuente 3 en 48 m. y (d) Fuente 4 en 72 m.



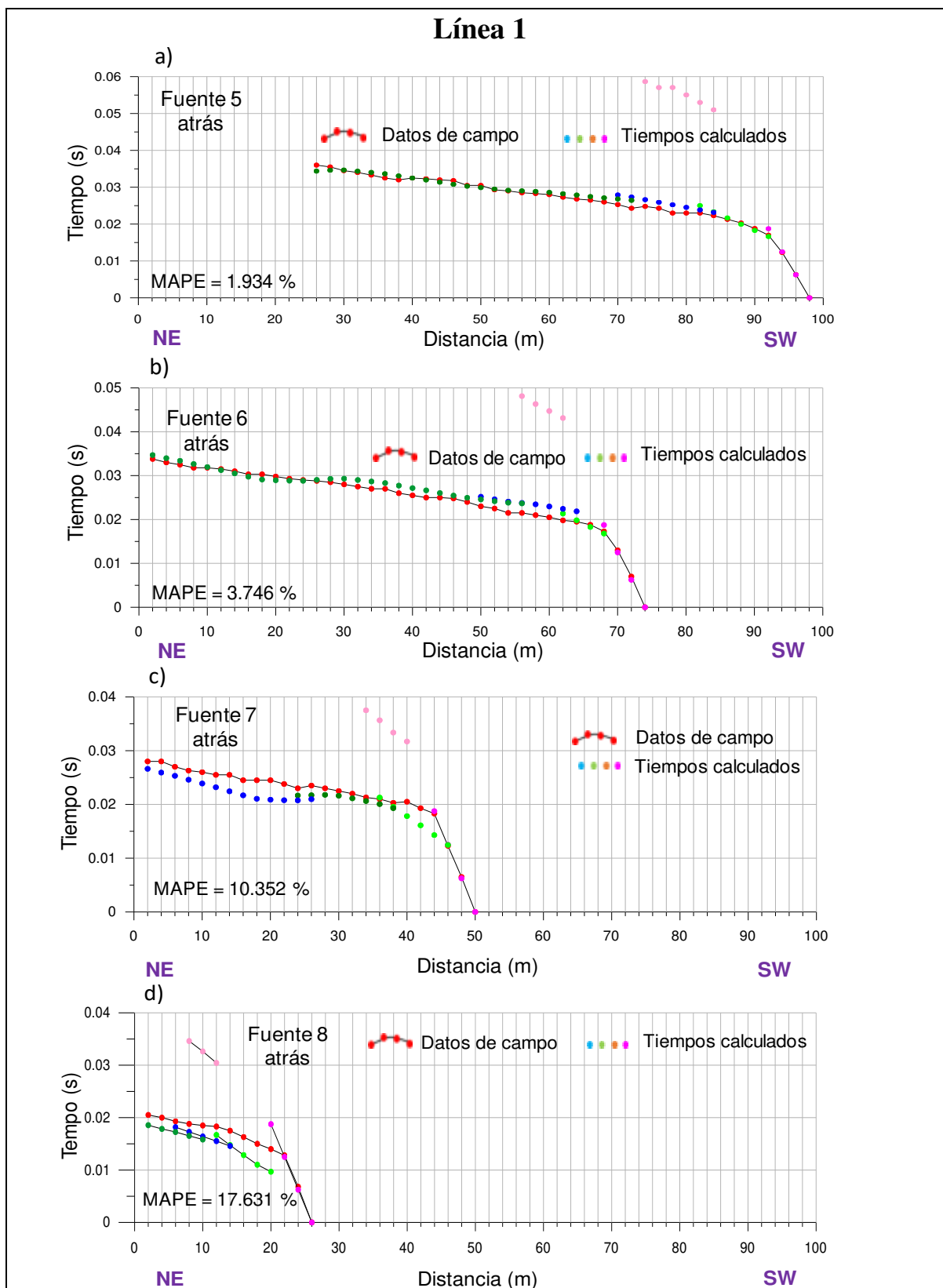


Fig. 4.8 Gráficas de los tiempos de arribo de las ondas P. Datos de campo hacia atrás (puntos rojos) y tiempos teóricos obtenidos con el algoritmo vipsismicv25 (diferentes colores). (a) Fuente 5 a 98 m. (b) Fuente 6 a 74 m. (c) Fuente 7 a 50 m. y (d) Fuente 8 a 26 m.



En la Figura 4.7 se observó que los mayores desajustes (errores) entre los tiempos calculados y los tiempos adquiridos, se presentaron en la gráfica de la fuente 4 (Figura 4.7d) con un valor de MAPE=10.423 %. Por otro lado, en la Figura 4.8 se observó que los mayores desajustes entre los tiempos calculados y los tiempos adquiridos de campo se presentaron en la fuente 7 (Figura 4.8c) con un valor de MAPE=10.352 % y en la Fuente 8 (Figura 4.8d) con un valor de MAPE=17.631 %. Cabe mencionar que el MAPE fue utilizado para evaluar la calidad de todos los modelos sísmicos generados en este trabajo.

Para reducir este desajuste, se probaron varios modelos en los que se varió la velocidad sísmica de las capas, los espesores y las profundidades de ellas. Sin embargo, no se logró una mejora significativa en las fuentes mencionadas, quedando los valores como se mostraron en las gráficas de las fuentes 4 (Fig. 4.7d), 7 (Fig. 4.8c) y 8 (Fig. 4.8d).

El algoritmo **vipsismicv25**, proporciona información importante previa a la inversión de los datos, ya que calcula una aproximación cercana al modelo inicial, el cual se discretizará para que sea utilizado en el proceso de la inversión.

Para la inversión sísmica se utilizó un algoritmo desarrollado en Matlab. Este algoritmo realiza el cálculo del problema directo ( $\mathbf{d} = \mathbf{G} \mathbf{m}$ ) y la inversión ( $\mathbf{m} = \mathbf{G}^{-1} \mathbf{d}$ ) de los datos sísmicos por medio de la Descomposición de Valores Singulares (SVD), como se mencionó en el Capítulo de la Metodología. A este algoritmo, se le proporciona un modelo discretizado del subsuelo (matriz  $\mathbf{G}$ ) basado en la información proporcionada por el modelo utilizado en el algoritmo **vipsismicv25** y los datos adquiridos de campo (tiempos de arribo de las ondas; matriz  $\mathbf{d}$ ). Con esta información, el algoritmo calcula la distribución de las velocidades sísmicas (matriz  $\mathbf{m}$ ) de las diferentes unidades existentes en el subsuelo.

El algoritmo de la inversión sísmica fue sometido a una serie de pruebas para evaluar el error y conocer la certidumbre de los resultados del proceso. La evaluación del error del proceso inició con la realización del problema directo. Para ello, se propuso un modelo sintético del subsuelo de 10 m de largo por 5 m de profundidad, el cual fue discretizado en 100 celdas de tamaño  $x=1$  m por  $y=0.5$  m. El modelo se dividió en 10 niveles, cada nivel se dividió en 10 celdas (matriz  $\mathbf{G}$ ). También se propuso la matriz de velocidades teóricas del modelo (matriz

**m).** De esta manera, el algoritmo calculó los tiempos teóricos de los primeros arribos de las ondas (matriz **d**). A continuación, se presenta el modelo sintético (Figura 4.9).

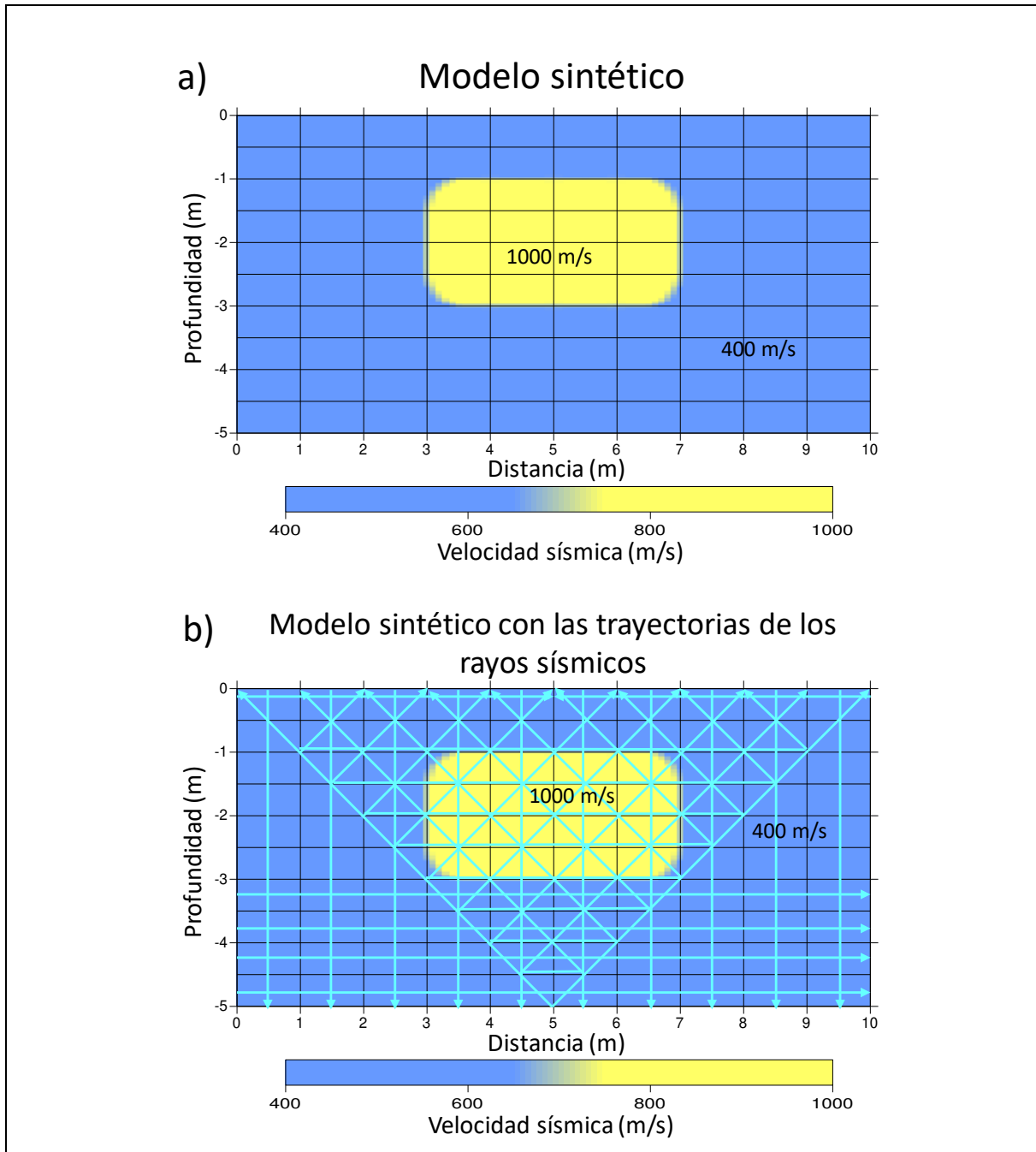


Fig. 4.9 Modelo sintético discretizado para las pruebas del algoritmo de inversión sísmica (SVD) (a). El rectángulo amarillo tiene una velocidad sísmica de 1000 m/s y el resto del modelo (azul) tiene 400 m/s, Trayectorias de los rayos sísmicos (b).

Se puede observar en la Figura 4.9 a, que el modelo sintético es de 10 x 10 celdas. Las celdas centrales forman una estructura rectangular (amarillo) con una velocidad sísmica de 1000 m/s y alrededor de ella, las celdas restantes tienen una velocidad sísmica de 400 m/s (azul). En la Figura 4.9 b, se muestran los rayos sísmicos propuestos para calcular los tiempos de arribo de las ondas sísmicas, los cuales fueron utilizados en la prueba del desempeño del algoritmo de inversión (SVD). Los resultados obtenidos en el proceso se muestran a continuación (Figura 4.10).

En la Figura 4.10, se muestran los dos puntos de tiro (estrellas rojas), los puntos rojos corresponden a los tiempos de llegada realizados hacia adelante del arreglo y los puntos azules corresponden a los tiempos de llegada realizados hacia atrás del arreglo.

Los puntos unidos con las líneas negras son los primeros arribos que se observan en un sismograma de refracción sísmica. Los puntos posteriores a las líneas negras son arribos de ondas que viajaron por otras trayectorias más largas y que para fines de cálculo no son utilizados.

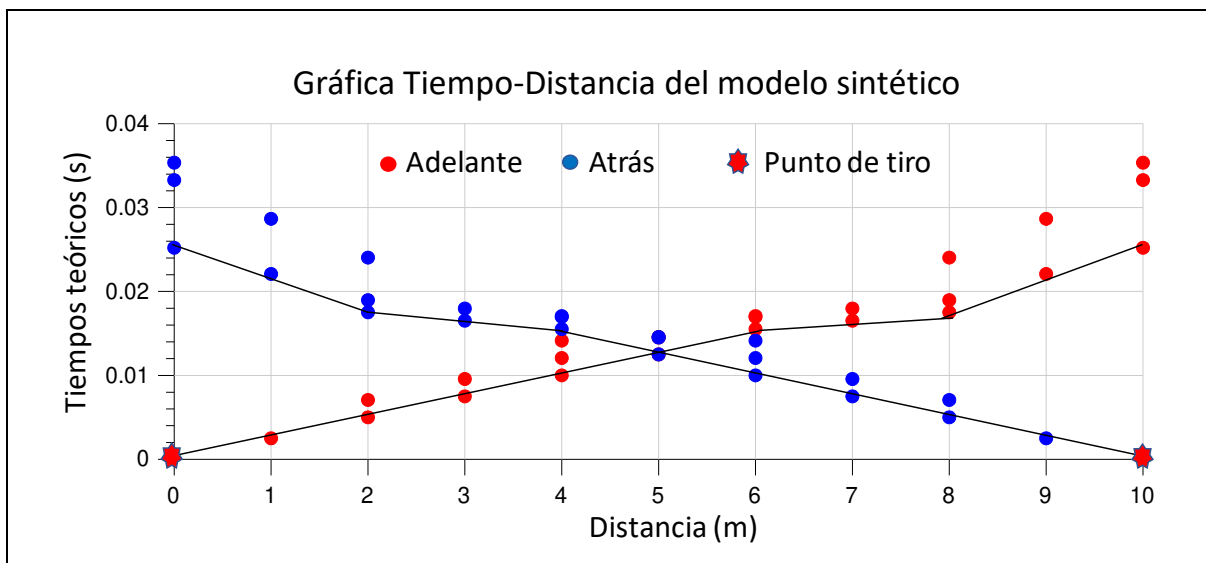


Fig. 4.10 Gráfica de los tiempos calculados por el algoritmo del problema directo. Fuentes sísmicas hacia adelante y atrás (estrellas rojas). Tiempos hacia adelante (puntos rojos y línea), Tiempos hacia atrás (puntos azules y línea). Los puntos fuera de las líneas son tiempos de rayos con trayectorias más largas.

Posteriormente, con los datos sintéticos se efectuó la inversión sísmica SVD (Tiempos teóricos y el Modelo sintético), obteniendo los primeros resultados de las velocidades sísmicas del modelo sintético. A continuación, se muestran las velocidades sísmicas obtenidas por la inversión y los valores de las velocidades de cada una de las celdas del modelo sintético (Figura 4.11).

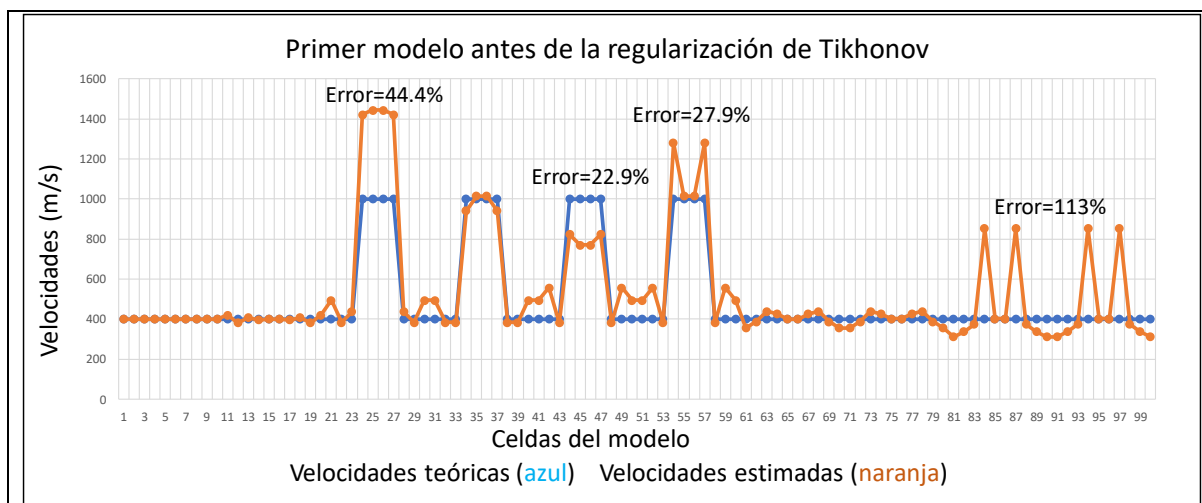


Fig. 4.11 Velocidades sísmicas de cada una de las 100 celdas del modelo sintético (azul), y las velocidades sísmicas del primer modelo obtenido por el algoritmo de inversión antes de la regularización de Tikhonov (naranja).

Los puntos con línea de color azul corresponden los valores teóricos de velocidades sísmicas propuestas en el modelo sintético; los puntos con línea azul corresponden los valores de las velocidades sísmicas obtenidas de la inversión (SVD), sin efectuar la regularización de Tikhonov. Como se puede observar, el modelo presentó algunas celdas con errores altos, correspondientes a la recuperación de la geometría de la estructura en el límite entre las velocidades de 400 m/s y 1000 m/s. Además, se observó que dos celdas ubicadas en los niveles inferiores del modelo presentaron errores muy altos (113 %). Este efecto fue debido a que, en la parte inferior del modelo, pocos rayos sísmicos pasan por esa región, lo que causa una inestabilidad durante el proceso de inversión.

Al igual que en la Figura anterior (4.11), se graficaron las velocidades sísmicas del modelo sintético y del obtenido por la inversión sísmica para cada una de las celdas. Además, se

realizó otra gráfica que muestra los errores en cada una de las celdas del modelo generado por la inversión sísmica (Figura 4.12).

En la gráfica, se observa que los errores más altos aparecieron en las celdas 84, 87, 94 y 97, con errores de 113%, estas celdas se ubican en los dos niveles más inferiores del modelo, en las coordenadas  $x = 3, 4 \text{ m}$ ,  $y = -4, -5 \text{ m}$  y  $x = 6, 7 \text{ m}$ ,  $y = -4, -5 \text{ m}$ , lo cual muestra la inestabilidad de esa zona. Esto es producido por la escasa presencia de rayos sísmicos que pasan por esas celdas.

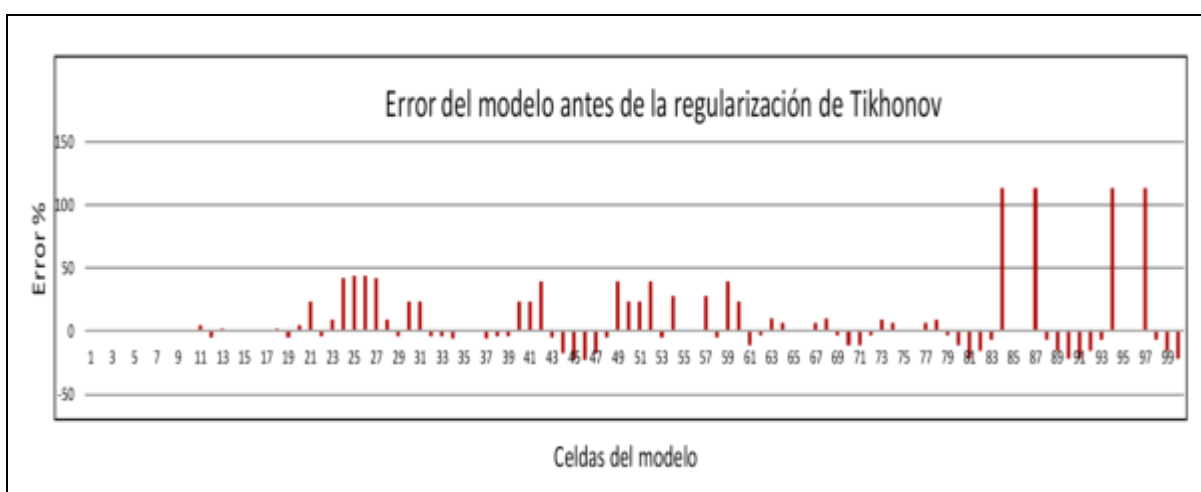


Fig. 4.12 Errores (%) de las velocidades sísmicas obtenidas por el algoritmo de inversión (SVD) en cada una de las celdas del modelo. Se observa en las celdas 84, 87, 94 y 97 un error de 113%.

Otra zona en que se tiene inestabilidad es precisamente en la frontera entre el cambio drástico de velocidades entre la estructura rectangular y el resto del modelo. El modelo generado por la inversión se presenta a continuación (Figura 4.13).

La Figura 4.13 muestra el modelo obtenido en el proceso de inversión (SVD) sin efectuar la regularización de Tikhonov. En la Figura se observa la dificultad del proceso para ajustar de manera óptima las fronteras entre la estructura rectangular (amarillo) y el resto del modelo (azul). Además, se observa en los niveles inferiores la aparición de estructuras fantasmas que no existen, ocasionando un error grande de las velocidades.

En general, se observó que el proceso de inversión (SVD) reproduce razonablemente la estructura rectangular y su ubicación espacial. La inestabilidad encontrada en los niveles inferiores reflejados con valores de errores altos, pueden causar confusión en el momento de interpretar los resultados (estructuras fantasmas que en realidad no existen). Cabe mencionar la importancia de contar con información geología de cada sitio, ya que ésta ayuda a discriminar entre resultados concordantes y los que no son.

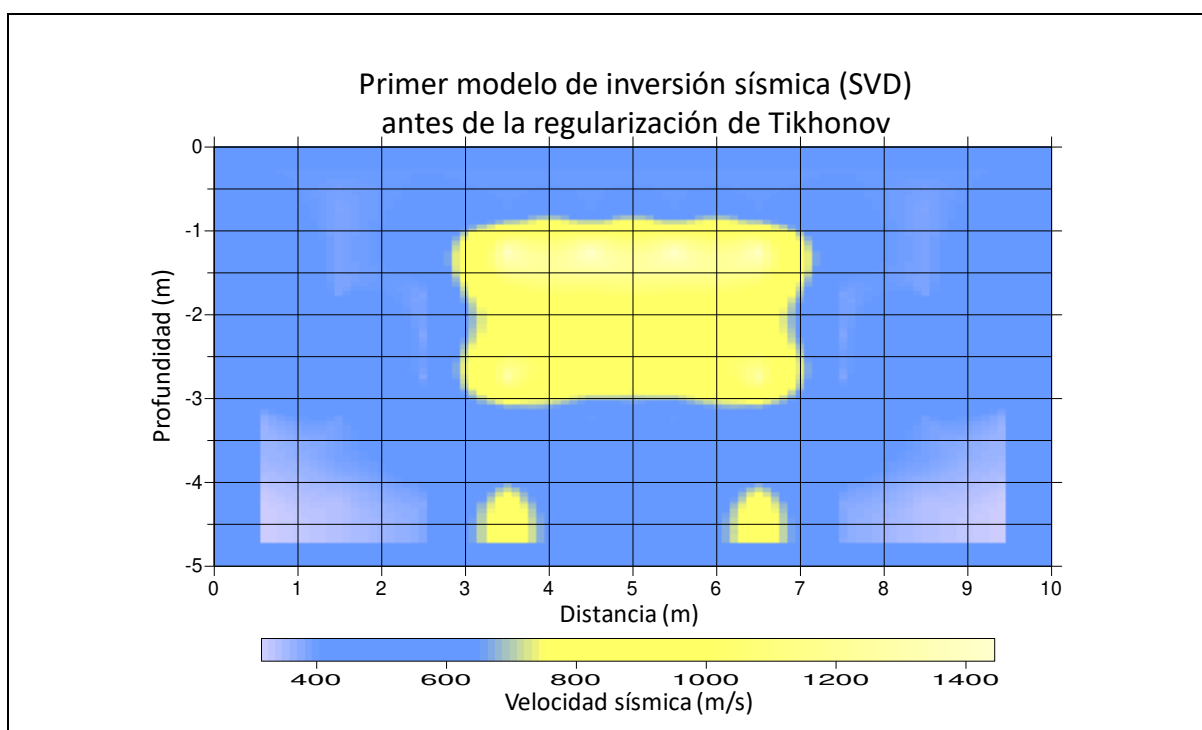


Fig. 4.13 Modelo obtenido por el algoritmo de inversión (SVD) antes de la regularización de Tikhonov. La geometría de la estructura central (amarillo), presentó irregularidades en sus límites. En los niveles inferiores (-4 a -5 m) aparecieron estructuras que no existen.

Para visualizar la distribución y el valor de los errores del modelo de la inversión, se realizó la Figura 4.14. En ésta se mostró cada una de las celdas con su error correspondiente. En rojo aparecen los errores positivos y en verde los errores negativos. Se observó que los errores más grandes se ubicaron en los dos niveles inferiores (de -4 a -5 m de profundidad).

Después de los resultados obtenidos del primer modelo y sus errores, se procedió a efectuar la regularización de Tikhonov para incrementar la estabilidad en las celdas que presentaron

errores altos. Al efectuar la regularización de Tikhonov, los valores de las velocidades sísmicas del modelo se mejoraron notablemente, obteniendo errores pequeños. De esta manera, se hizo una gráfica con los valores de las velocidades sísmicas de cada una de las celdas del modelo, después de la regularización de Tikhonov (Figura 4.15).

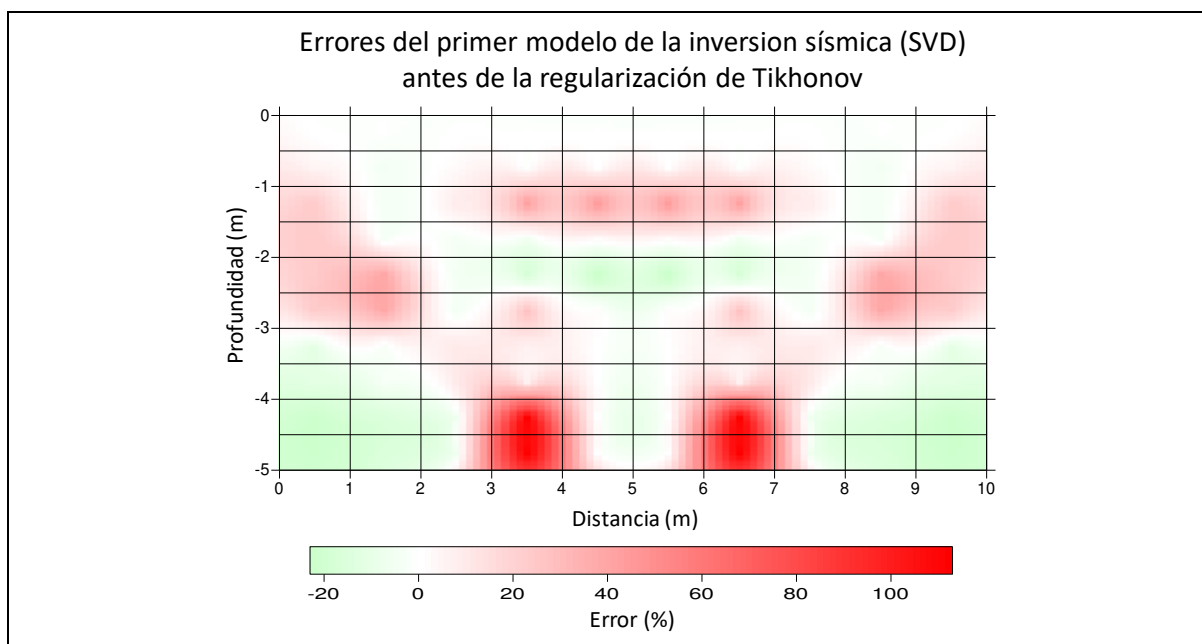


Fig. 4.14 Errores (%) positivos y negativos de cada una de las celdas del primer modelo antes de la regularización de Tikhonov.

En la Figura 4.15, los valores regularizados (Tikhonov) de las velocidades del modelo de la inversión (línea y puntos naranja) y los valores del modelo sintético (línea y puntos azules) son muy cercanos, reduciendo mucho el error del modelo. En la metodología desarrollada para efectuar la inversión sísmica (SVD), se describió el proceso para realizar la regularización de Tikhonov, así como el método utilizado (Curva-L) para determinar el parámetro de factorización ( $\alpha$ ) utilizado en la regularización. En este caso  $\alpha$  fue 0.01, con lo que la gráfica de la Figura 4.15 mostró un buen ajuste entre ambos modelos.

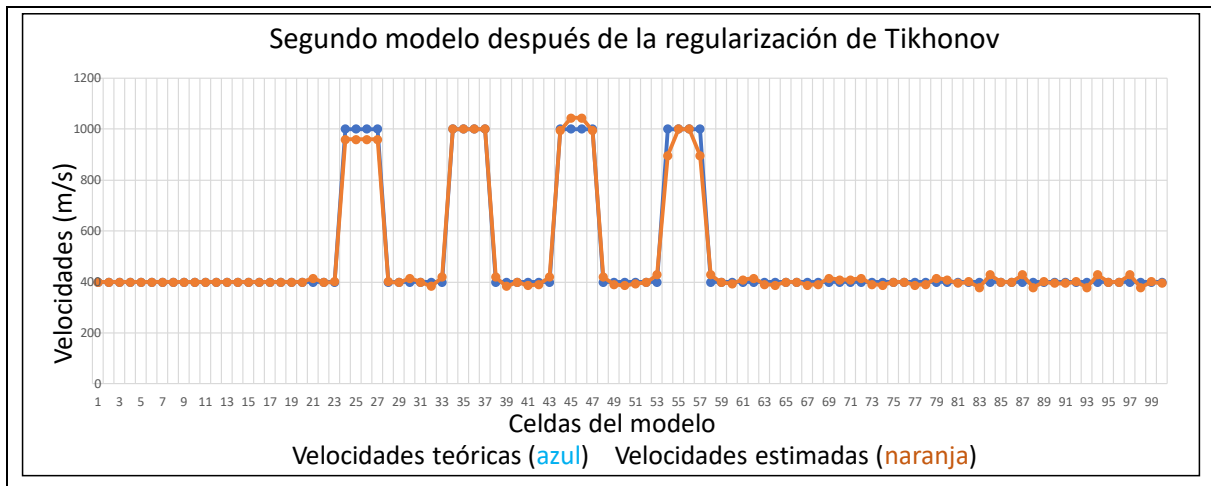


Fig. 4.15 Velocidades sísmicas de las celdas del modelo obtenido por la inversión SVD después de la regularización de Tikhonov (naranja) y velocidades sísmicas del modelo sintético (azul), las diferencias entre ambos valores son muy pequeñas.

Asimismo, se graficaron los errores porcentuales de cada una de las celdas del modelo obtenido con la regularización con respecto a los valores del modelo sintético (Figura 4.16).

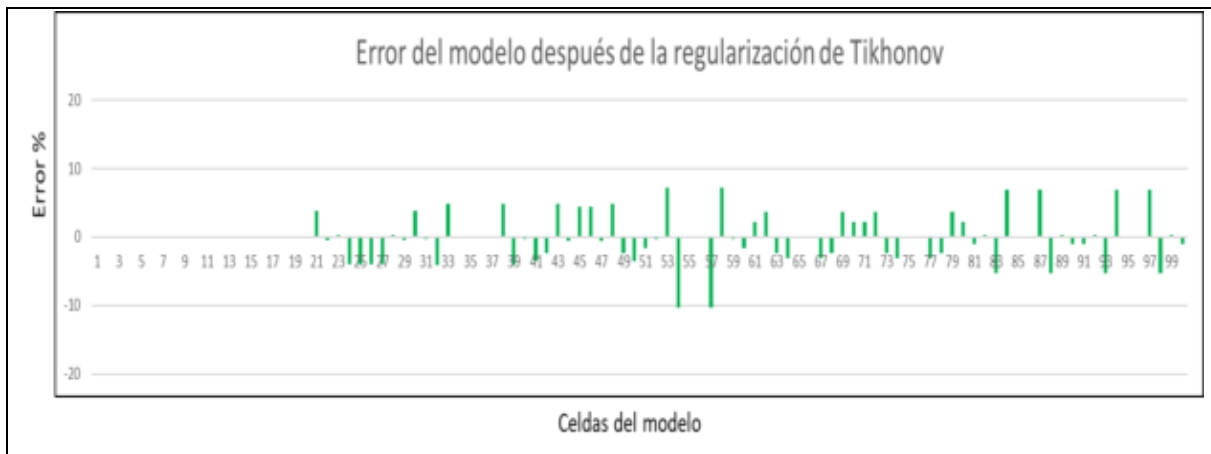


Fig. 4.16 Errores (%) de cada una de las celdas del segundo modelo después de la regularización de Tikhonov. Los errores son pequeños, siendo menores al 10%.

En la Figura 4.16, el valor máximo de los errores positivos no alcanza el 10%, al igual que los errores negativos; también se observó que la mayor parte de las celdas contienen errores cercanos a cero, contrastando mucho con los valores del modelo obtenido de la inversión sin efectuar la regularización, cuyos valores máximos de los errores positivos fueron de 113%.



A continuación, se presenta la gráfica de los errores del modelo calculado por la inversión antes y después de la regularización de Tikhonov (Figura 4.17). En ella se puede observar que los errores del modelo calculado después de la regularización disminuyeron notablemente (barras naranjas) comparado con el modelo obtenido sin la regularización de Tikhonov (barras azules).

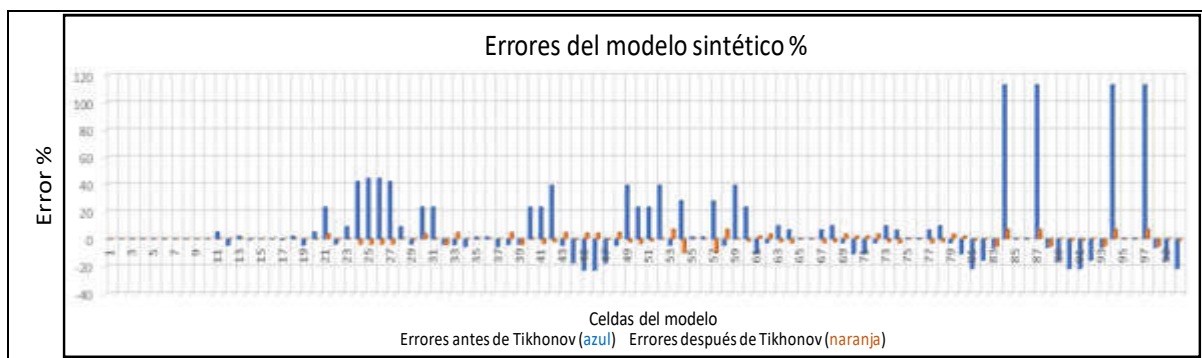


Fig. 4.17 Comparativo de los errores (%) de las celdas del modelo. Errores del modelo obtenido por la inversión SVD antes de la regularización (azul). Errores del modelo obtenido por la inversión SVD después de la regularización de Tikhonov (naranja).

A continuación, se presenta el modelo obtenido de la inversión (SVD) después de aplicar la regularización de Tikhonov (Figura 4.18), en la imagen se observó que el modelo procesado por la inversión (SVD) ha recuperado prácticamente el 100% del valor. Solamente, en algunas celdas, el valor de la velocidad sísmica fue menor al valor establecido de 400 m/s (área azul); en otras celdas los valores de velocidad sísmica fueron mayores a 1000 m/s (área amarilla).

En diferentes pruebas realizadas, se observó que el error se puede minimizar; sin embargo, no se puede eliminar completamente. Esto se debe, a que los errores provienen de diversas fuentes, por ejemplo, el ruido ambiental puede ser producido por el caminar de personas, tránsito de vehículos, etc. La Figura 4.19 muestra el modelo sintético (a), el modelo de la inversión antes de la regularización (b) y el modelo de la inversión después de la regularización (c).

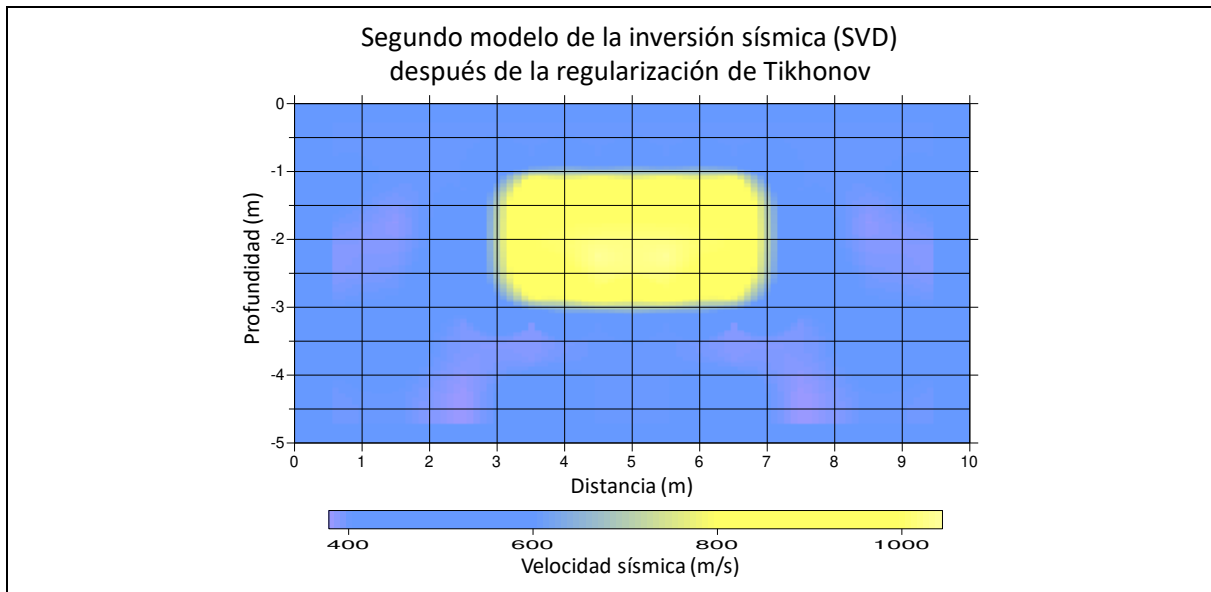


Fig. 4.18 Segundo modelo obtenido de la inversión sísmica SVD después de la regularización de Tikhonov. El modelo recuperado por la inversión sísmica prácticamente es similar al modelo sintético.

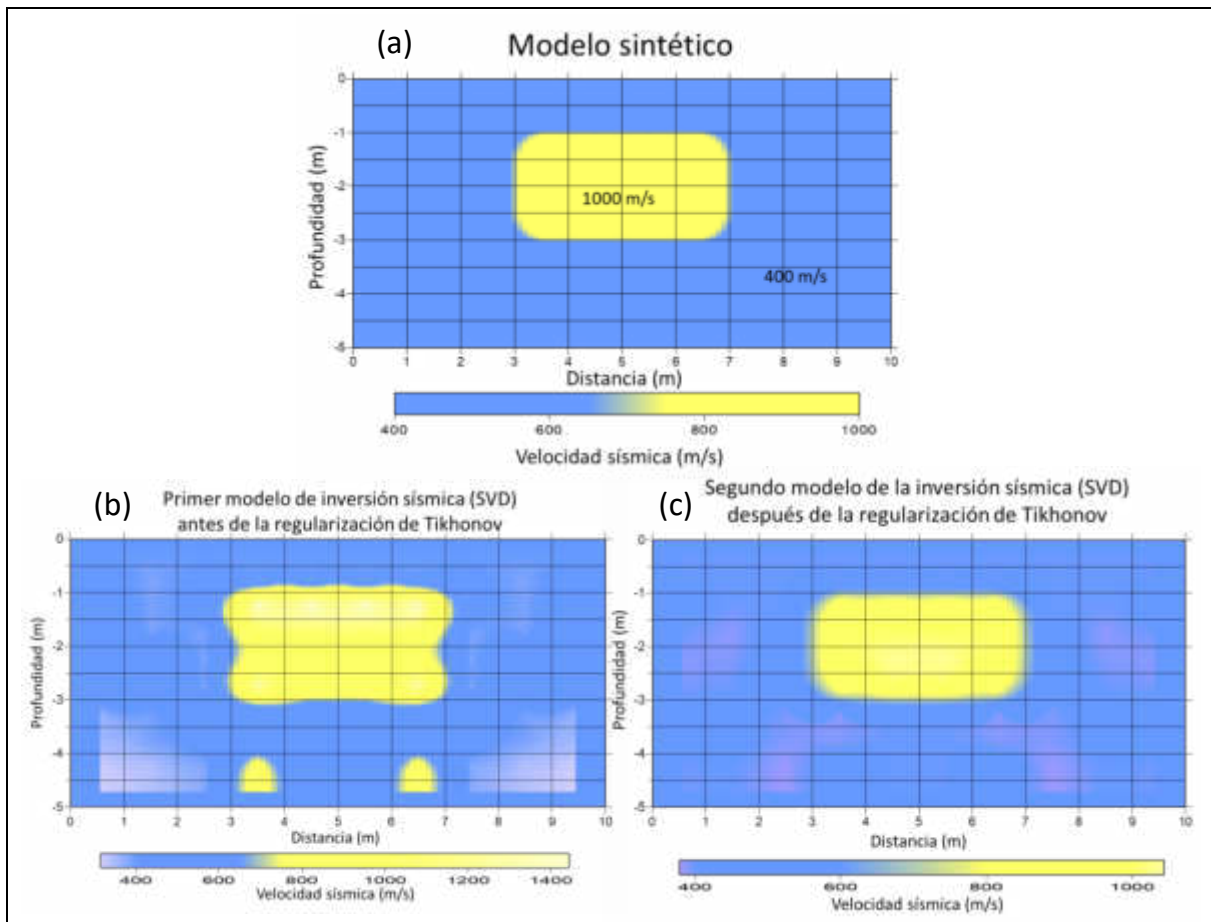


Fig. 4.19 Modelo sintético (a), modelo de la inversión SVD antes de la regularización (b), modelo obtenido por la inversión SVD después de la regularización (c).

La Figura 4.19b, mostró el resultado de la inversión, antes de la regularización. El modelo presentó irregularidades en la frontera de la estructura rectangular, además de la aparición de dos anomalías en los niveles inferiores que se podrían interpretar como estructuras. Después de efectuar la regularización, la imagen recuperada (Figura 4.19c) fue muy similar al modelo sintético. Las fronteras de la estructura rectangular tienen una mejor definición. La ubicación espacial de la estructura es muy similar al modelo sintético.

En la Figura 4.20 se muestran los errores de cada una de las celdas del modelo generado por la inversión después de la regularización de Tikhonov. Se observa que los errores disminuyeron notablemente, siendo menores al 10% tanto para los errores positivos como negativos.

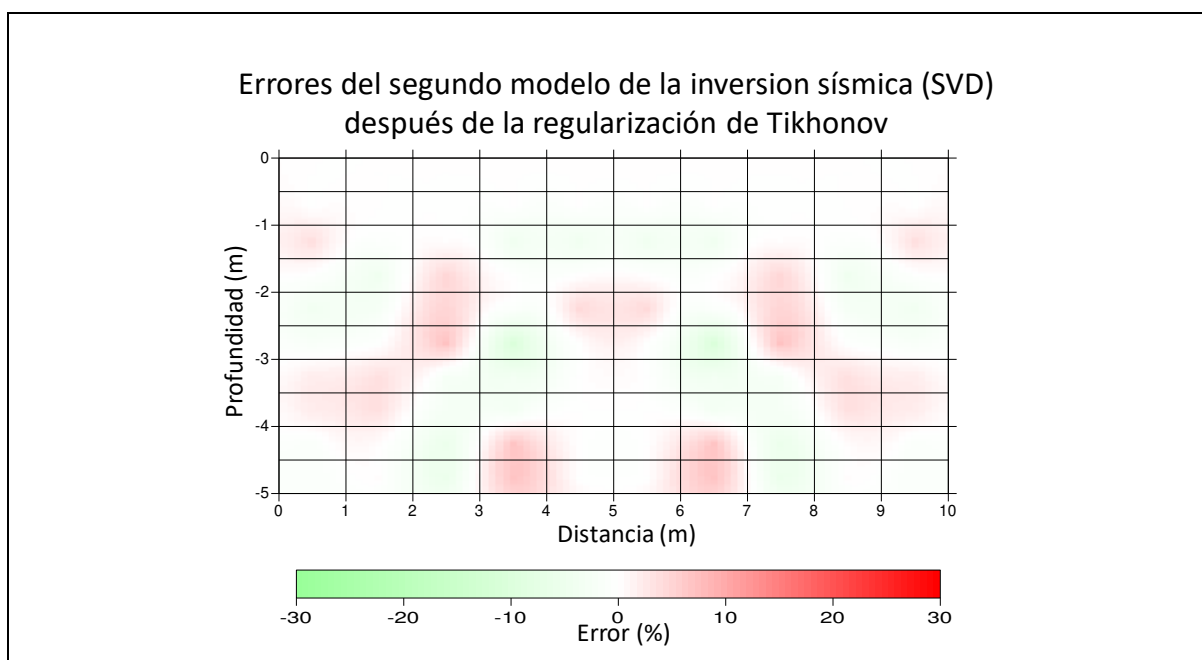


Fig. 4.20 Errores (%) positivos y negativos de las celdas del modelo de la inversión SVD después de la regularización de Tikhonov. Los errores de las celdas del modelo bajaron a valores menores del 10%.

Finalmente, con el modelo de la inversión sísmica (SVD) obtenido después de la regularización, se realizó el problema directo nuevamente para obtener los tiempos de los primeros arribos de las ondas sísmicas y efectuar su comparación con los tiempos de arribo

del modelo sintético, calculando el error de cada tiempo. Los resultados se muestran a continuación (Figura 4.21).

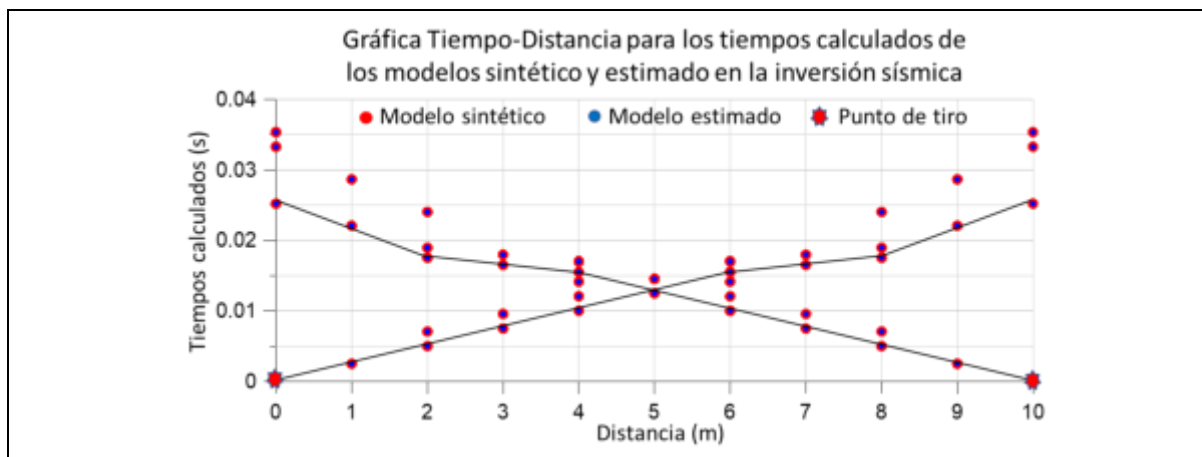


Fig. 4.21 Gráfica tiempos – distancia calculados por el algoritmo de inversión. Tiempos de arribo calculados para el modelo sintético (puntos rojos con línea), y tiempos de arribo calculados para el modelo generado por la inversión (SVD) después de la regularización (puntos azules con línea).

La Figura 4.21 muestra los tiempos de arribo obtenidos con el modelo sintético, calculados con el algoritmo del problema directo (puntos rojos), y los tiempos de arribo obtenidos con el modelo regularizado (Tikhonov), obtenido con la inversión (SVD) (puntos azules). Por otro lado, los tiempos que se encuentran fuera de las líneas negras, se deben a que se propusieron rayos adicionales para dar mayor estabilidad al proceso de inversión. Asimismo, la diferencia entre ambos tiempos (rojos y azules) fue mínima.

Finalmente, para evaluar el ajuste entre los modelos, se calcularon dos indicadores, primero se calculó el Error Cuadrático Medio (*Root Mean Square Error*, RMSE) y el Error Porcentual Absoluto Medio (*Mean Absolute Percentage Error*, MAPE). De esta forma, se obtuvieron un RMSE = 0.146 y un MAPE = 15.11% para el modelo obtenido antes de la regularización de Tikhonov. Por otro lado, para el modelo regularizado (Tikhonov), se obtuvieron un RMSE = 0.020 y un MAPE = 2.141%; lo cual indica que el modelo regularizado tiene un mejor ajuste al modelo sintético.

Con el propósito de robustecer las pruebas realizadas al algoritmo de inversión SVD, se propuso otro modelo sintético más complejo (Figura 4.22). El modelo está formado por dos

cuerpos rectangulares, uno con velocidad sísmica de 400 m/s (amarillo) y el otro con velocidad sísmica de 800 m/s (morado), ambos se encuentran rodeados por un medio que posee una velocidad sísmica de 600 m/s (azul).

En la Figura 4.22 se muestra el modelo inicial (a) y el resultado final obtenido por el algoritmo de inversión sísmica (b), las trayectorias de los rayos sísmicos propuestos en el modelo (c), así como el error de cada celda del modelo después de la inversión de los datos sísmicos (d).

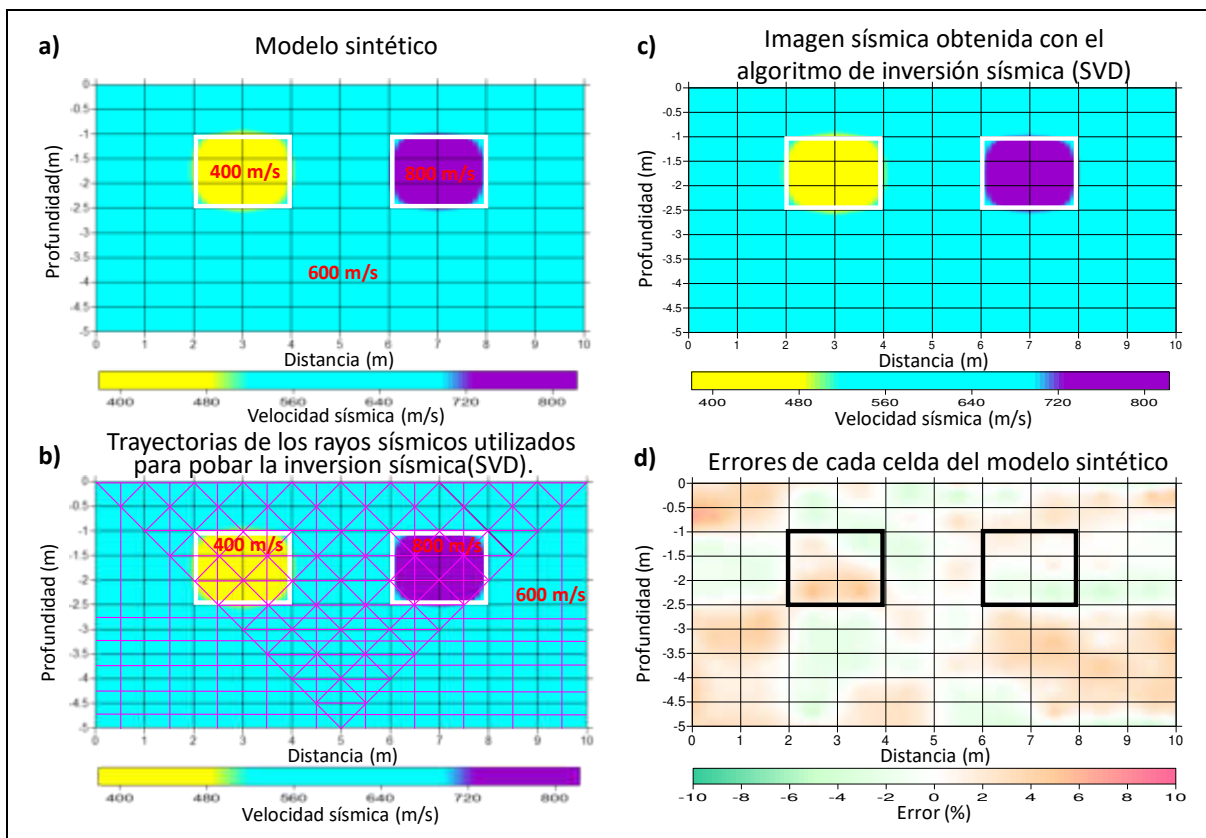


Fig. 4.22 Segundo modelo sintético utilizado en las pruebas del algoritmo de inversión sísmica (SVD). (a) Modelo sintético, (b) Trayectorias de los rayos sísmicos propuestos en el modelo, (c) Modelo generado por el algoritmo de inversión y (d) Errores de cada celda del modelo generado por la inversión.

#### 4.4 Obtención de Imágenes de $V_p$ y $V_s$

Con los resultados obtenidos por medio del algoritmo de inversión sísmica (SVD) y la regularización de Tikhonov, se generaron las imágenes de las velocidades sísmicas de las ondas  $P$  y  $S$  (Figuras 4.23 y 4.24), las cuales mostraron la distribución de las unidades litológicas del sitio. Asimismo, se muestra una imagen sísmica con las trayectorias de los rayos sísmicos que se utilizaron en el algoritmo de inversión sísmica (SVD) (Figura 4.25).

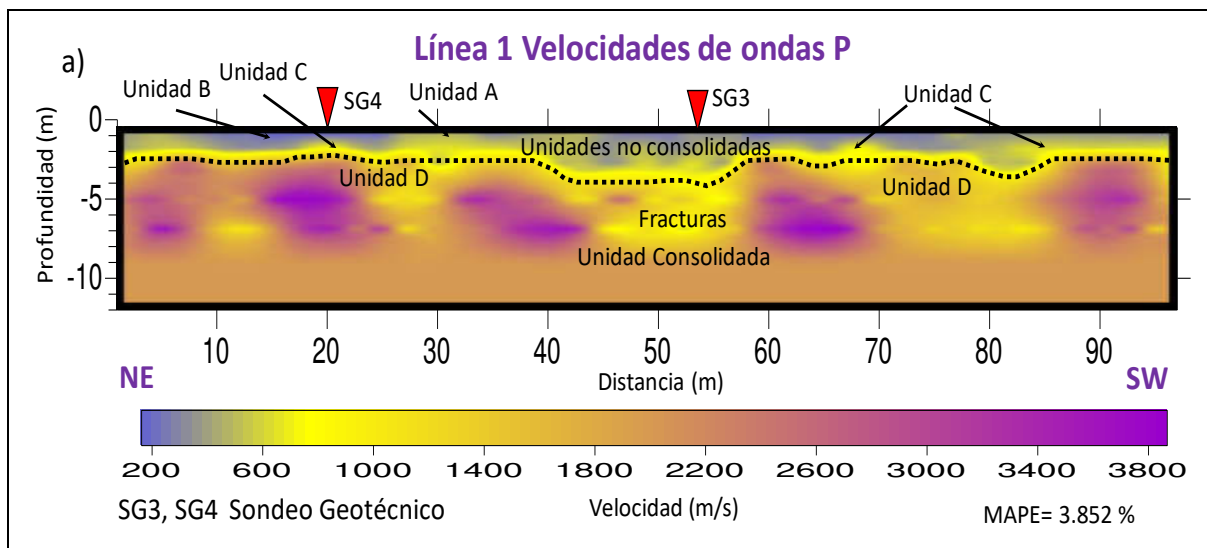


Fig. 4.23 Imagen de velocidades de ondas  $P$ . Aparece bien definida la distribución litológica de los materiales que forman las unidades, su estructura y la variación de la velocidad de las ondas  $P$  en la línea 1.

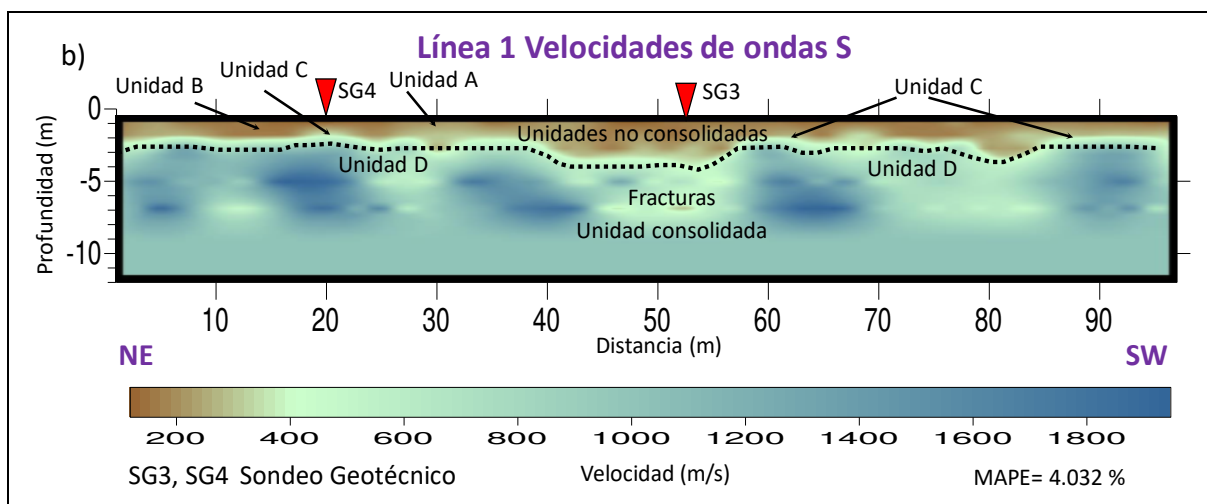


Fig. 4.24 Imagen de velocidades de ondas  $S$ . Se aprecia la distribución litológica de los materiales que forman las unidades, su estructura y la variación de la velocidad de las ondas  $S$  a través de la línea 1.

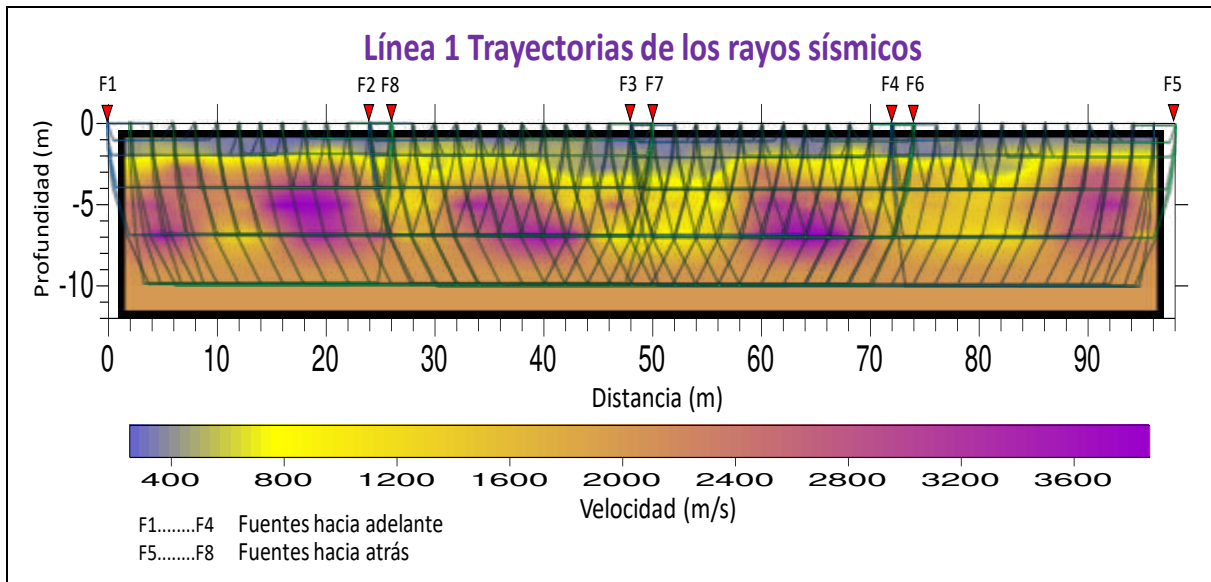


Fig. 4.25 Imagen de velocidades sísmicas con las trayectorias de los rayos y fuentes sísmicas utilizados en el algoritmo de inversión sísmica (SVD).

Los resultados se correlacionaron con la información geológica de las trincheras realizadas a pocos metros de la línea 1 y con la información de los sondeos geotécnicos ubicados sobre la línea. Las imágenes sísmicas fueron concordantes con la información geológica del sitio de estudio.

A su vez, estos resultados se correlacionaron con resultados anteriores realizados en el área de Linares ([Montalvo-Arrieta et al., 2005](#); [Infante et al., 2010](#)), con lo que se encontró una correlación cercana de los rangos de los valores obtenidos en este trabajo de un 5 – 20 % como valor máximo.

Se han publicado tablas que muestran los rangos de velocidades  $V_p$  y  $V_s$  de rocas sedimentarias consolidadas y de sedimentos no consolidados, las cuales se pueden tomar como una referencia para comparar los valores determinados en este trabajo. Algunos autores han realizado trabajos orientados a la obtención de las velocidades sísmicas de diferentes tipos de rocas para condiciones similares a las del sitio de estudio (*p. ej.*, [Sjögren, 1984](#); [Mota y Monteiro Dos Santos, 2006](#); [Barton, 2007](#); [Earle, 2015](#)).

Montalvo-Arrieta et al. (2005) encontraron en el área de Linares valores de  $V_p$  de 255 – 470 m/s para limos, valores de 640 – 1770 m/s para sedimentos de aluvión no consolidados, y velocidades de 2350 - 4090 m/s para lutita y lutita calcárea de la Formación Méndez.

En las Figuras 4.23 y 4.24 los sedimentos no consolidados tienen los valores más bajos de  $V_p$  y  $V_s$ . A partir de la roca consolidada, las velocidades se incrementan rápidamente. Se puede ver con claridad el límite entre los sedimentos no consolidados y la roca consolidada que se ubica a una profundidad entre 2 y 3 m (línea negra). A una profundidad de 3 – 8.5 m, se localizó una zona de alta velocidad (Figuras 4.23 y 4.24). En esta zona de alta velocidad sísmica, se observó una capa de aproximadamente 5.5 m de espesor, la cual está formando una serie de estructuras *lenticulares* formadas por un horizonte de lutita calcárea. Entre estas estructuras de tipo *lenticular*, se encontraron zonas de baja velocidad sísmica, correspondiente a zonas débiles en las que la roca se encuentra muy fracturada.

En este trabajo, como resultado de la inversión de los datos y considerando la litología del sitio (Figura 1.4), se obtuvo el siguiente resultado:

La unidad A, presentó velocidades de 458 – 850 m/s para  $V_p$  y de 220 – 350 m/s para  $V_s$ .

La unidad B, presentó velocidades de 260 – 450 m/s para  $V_p$  y de 120 – 220 m/s para  $V_s$ .

La unidad C, presentó velocidades de 450 – 900 m/s para  $V_p$  y de 240 – 430 m/s para  $V_s$ .

La zona de transición presentó velocidades de 900 – 1400 m/s para  $V_p$  y de 430 – 650 para  $V_s$ .

La unidad D (lutita), presentó velocidades de 1400 – 2300 m/s para  $V_p$  y de 650 – 1150 para  $V_s$ .

La Unidad D (lutita calcárea), presentó velocidades de 2300 – 3870 m/s para  $V_p$  y de 1150 – 1950 para  $V_s$ .

Mavko (2015) publicó una tabla con rangos de velocidades sísmicas ( $V_p$  y  $V_s$ ) de diferentes tipos de rocas. A continuación, se presentan las velocidades sísmicas de algunas rocas sedimentarias publicada por este autor (Tabla 4.1).



Tabla 4.1 Velocidades sísmicas ( $V_p$  y  $V_s$ ) de diferentes tipos de rocas sedimentarias (Mavko, 2015).

Tipo de roca	$V_p$ (m/s)	$V_s$ (m/s)
Suelo vegetal	300 - 700	100 - 300
Arena seca	400 - 1200	100 - 500
Arena húmeda	1500 - 2000	400 - 600
Lutita y arcillas saturadas	1100 - 2500	200 - 800
Lutita calcárea	2000 - 3000	750 - 1500
Secciones de lutita y arena saturada	1500 - 2200	500 - 750
Areniscas porosas y saturadas	2000 - 3500	800 - 1800
Calizas	3500 - 6000	2000 - 3300
Creta	2300 - 2600	1100 - 1300
Sal	4500 - 5500	2500 - 3100
Anhidrita	4000 - 5500	2200 - 3100
Dolomita	3500 - 6500	1900 - 3600

Los valores obtenidos en este trabajo son correlacionables con los valores encontrados por Montalvo-Arrieta et al. (2005) y Bala et al. (2006).

Bala et al. (2006) obtuvieron velocidades  $V_p$  y  $V_s$  en el área metropolitana de Bucarest para rocas sedimentarias someras, las cuales son similares a las unidades de Linares. Ellos presentaron valores de velocidades de ondas  $P$  ( $V_p$ ) de 298 – 500 m/s para suelos, valores de 833 – 1125 m/s para lutita y arena con arcilla, un rango amplio desde 1000 m/s para lutita porosa, y hasta 2800 m/s para lutita compacta (Tabla 4.2).

Tabla 4.2 Tabla comparativa de los resultados obtenidos en este trabajo y los resultados de Montalvo-Arrieta et al. (2005) y Bala et al. (2006).

Tipo de Roca	Montalvo-Arrieta et al. 2005 $V_p$ (m/s)	Bala et al. 2006 $V_p$ (m/s)	Este trabajo $V_p$ (m/s)
Unidad A, laminaciones delgadas de gravas	640 - 1770		458 - 850
Unidad B, limos oscuros.	255 - 470	298 - 500	260 - 450
Unidad C, arcilla amarilla.	640 - 1770 (arcilla y Z. Trans.)	833 - 1125	450 - 900
Zona de transición, fragmentos de lutita.			900 - 1400
Unidad D, lutita porosa lutita calcárea intacta	2350 - 4090	2800	1400 - 2300 2300 - 3870

Por otro lado, [Von Stehtet et al. \(2008\)](#), tomaron datos de ondas de corte para calcular las velocidades de ondas transversales ( $V_s$ ) para realizar una interpretación de los estratos más someros en Budapest, Rumanía.

Correlacionando los resultados, se observó que la Litología del sitio de estudio tiene semejanza con lo descrito por [Bala et al. \(2006\)](#) y [Von Steht et al. \(2008\)](#). Así, las unidades A y B son similares a los suelos mencionados de Bucarest. Además, la Unidad C es similar a la mencionada por estos autores, al igual que la lutita porosa y lutita compacta mencionadas por [Bala et al. \(2006\)](#) son similares a la Unidad D del sitio de estudio de este trabajo.

[Carvalho et al. \(2009\)](#) obtuvieron velocidades sísmicas con las cuales realizaron una microzonificación del suelo en Algarve, Portugal. Se puede observar que los valores de  $V_p$  encontrados en el sitio de estudio en Linares, N. L. México, tienen similitud con los valores reportados por [Carvalho et al. \(2009\)](#).

A continuación, se muestran las gráficas con los tiempos de arribo obtenidos en el sitio de estudio y los datos calculados por el algoritmo de inversión SVD. Además, se obtuvo el MAPE para las ondas  $P$  y  $S$ . Para las ondas  $P$  el valor fue de 3.852 % y para las ondas  $S$  el valor fue de 4.032 %.

La Figura 4.26 muestra la correlación entre los datos de campo (ondas  $P$ ) obtenidos en el sitio de estudio y los tiempos de arribo de las ondas  $P$  calculados con el algoritmo de inversión sísmica al resolver el problema directo, después de obtener el modelo de velocidades sísmicas calculado por la inversión SVD.

En el caso de la Figura 4.27 se muestra un comparativo entre los datos de campo (ondas  $S$ ) obtenidos en el sitio y los tiempos de arribo de las ondas  $S$  calculados por el algoritmo de inversión al resolver el problema directo, después de obtener el modelo de velocidades sísmicas calculado por la inversión SVD.

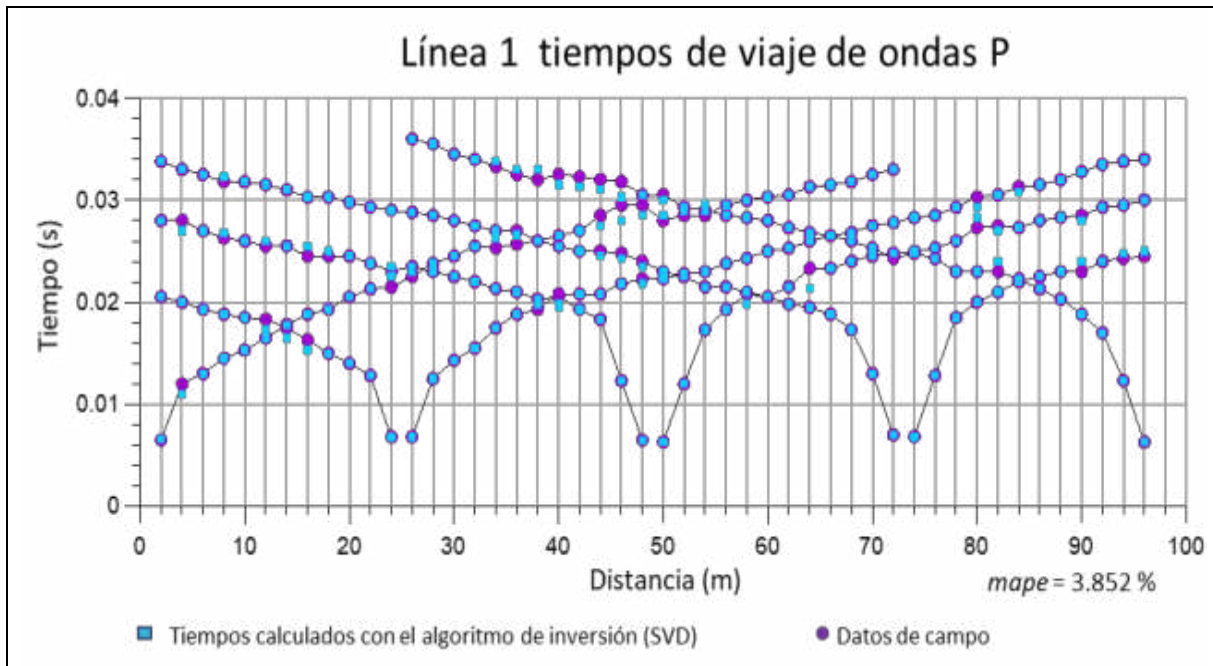


Fig. 4.26 Tiempos de arribo de las ondas  $P$  calculados por el algoritmo de inversión (SVD) con la regularización al resolver el problema directo (azul) y tiempos de arribo de los datos de campo (morado).

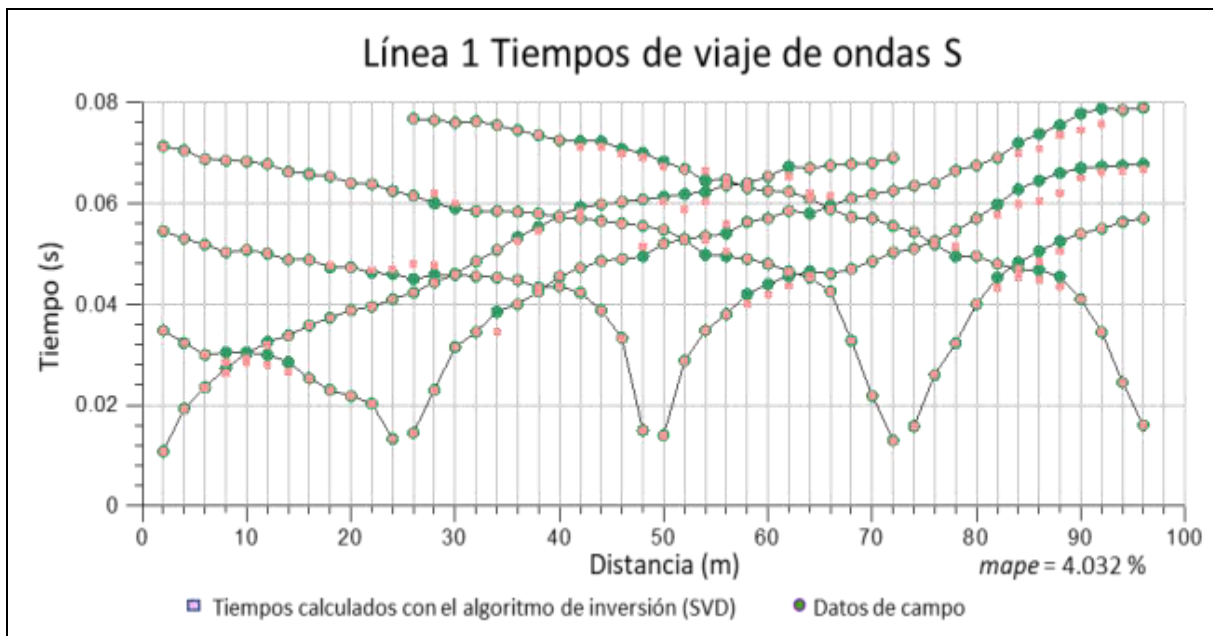


Fig. 4.27 Tiempos de arribo de ondas  $S$  calculados por el algoritmo de inversión (SVD) con la regularización al resolver el problema directo (rosa claro) y tiempos de arribo de los datos de campo (verde).

#### 4.5 Cálculo de la Relación de Velocidades $V_p/V_s$ y los Módulos Elásticos de las Unidades Litológicas (*Relación de Poisson ( $\sigma$ ), Módulo de Compresibilidad ( $K$ ), Módulo de Corte o Rigidez ( $\mu$ ), Módulo de Young ( $E$ ), Constante de Lamé ( $\lambda$ )*)

La relación de velocidades sísmicas ( $V_p/V_s$ ) describe el comportamiento de una roca ante un esfuerzo aplicado y su respuesta a ese esfuerzo, en las direcciones longitudinal y transversal de la roca. Este parámetro es muy importante y utilizado para determinar las características físicas de las rocas, con lo que tiene una amplia aplicación en diferentes disciplinas (Castagna et al., 1985; Zimmer et al., 2002; De Angelo et al., 2003; Hamada, 2004; Lines et al., 2005; Bala et al., 2006; Dumitrescu y Lines, 2006; Zhang y Lines, 2006; Carvalho et al., 2009)

Los resultados de la razón de velocidades obtenidos en este trabajo fueron los siguientes:

Unidad A, presentó valores de 2.00 – 2.04  $V_p/V_s$ .

Unidad B, presentó valores de 2.23 – 2.43  $V_p/V_s$ .

Unidad C, presentó valores de 2.04 – 2.22  $V_p/V_s$ .

Una zona de transición con valores de 2.00 – 2.04  $V_p/V_s$ .

Unidad D, presentó valores de 1.90 – 1.99  $V_p/V_s$ .

La Figura 4.28 muestra la imagen de la razón de velocidades sísmicas ( $V_p/V_s$ ) obtenida a partir de las velocidades sísmicas ( $V_p$  y  $V_s$ ) del sitio de estudio.

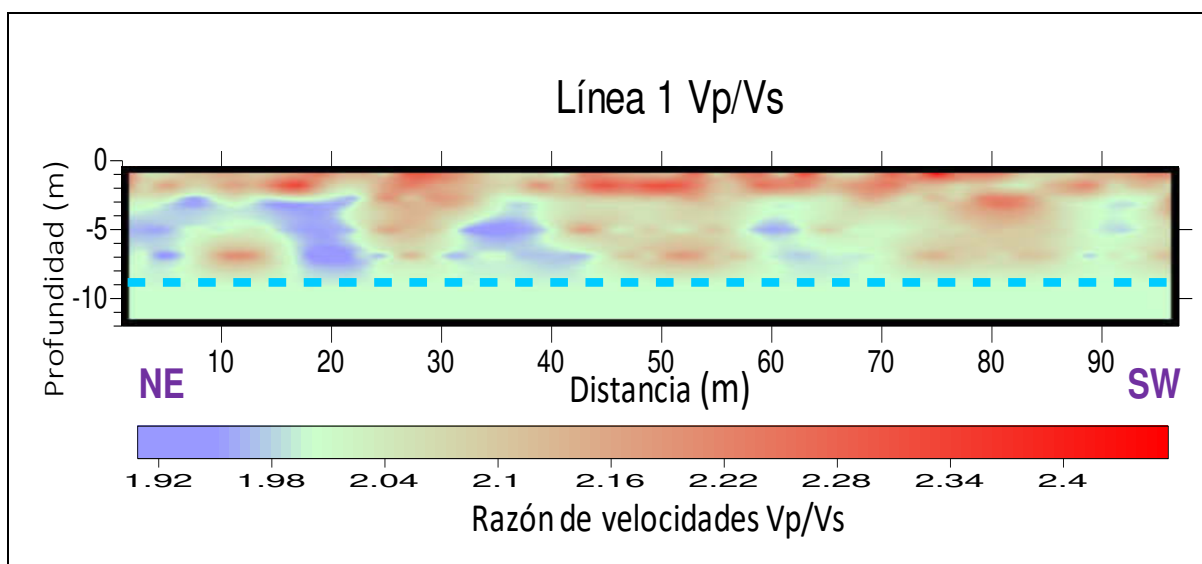


Fig. 4.28 Imagen de la relación de velocidades  $V_p/V_s$ . Se observan los cambios de la relación de velocidades sísmicas de los diferentes materiales que forman las unidades litológicas del sitio.

La imagen de la relación de Poisson ( $\sigma$ ) de las unidades geológicas (Figura 4.29) se obtuvo por medio de la relación (11), la cual ha sido reportada en la literatura y estimada por medio de experimentos de laboratorio y pruebas *in situ* (Ishihara, 1970; Zhang y Bentley, 2005; Peng y Zhang, 2007; Carvalho et al., 2009; Uyanik, 2011).

Los valores encontrados para las unidades litológicas del sitio de estudio son los siguientes:

Valores de  $0.34 \leq \sigma \leq 0.35$  para la Unidad A, valores de  $0.35 \leq \sigma \leq 0.40$  para la Unidad B, valores de  $0.34 \leq \sigma \leq 0.36$  para la Unidad C, valores de  $0.33 \leq \sigma \leq 0.34$  para la zona de transición y de  $0.31 \leq \sigma \leq 0.33$  para la Unidad D. La relación de Poisson tiene unidades adimensionales.

Dvorkin et al. (2014) mostraron que la razón de Poisson para rocas carbonatadas es de  $\sim 0.3$ , para areniscas es  $\sim 0.2$ , y mayor de 0.3 para lutita. La razón de Poisson para carbón es de  $\sim 0.4$ . Es importante señalar que, en sedimentos secos, cuando el contacto entre grano y grano es grande, los valores de la razón de Poisson bajan, pero cuando el contacto entre grano y grano es pequeño, los valores se incrementan significativamente.

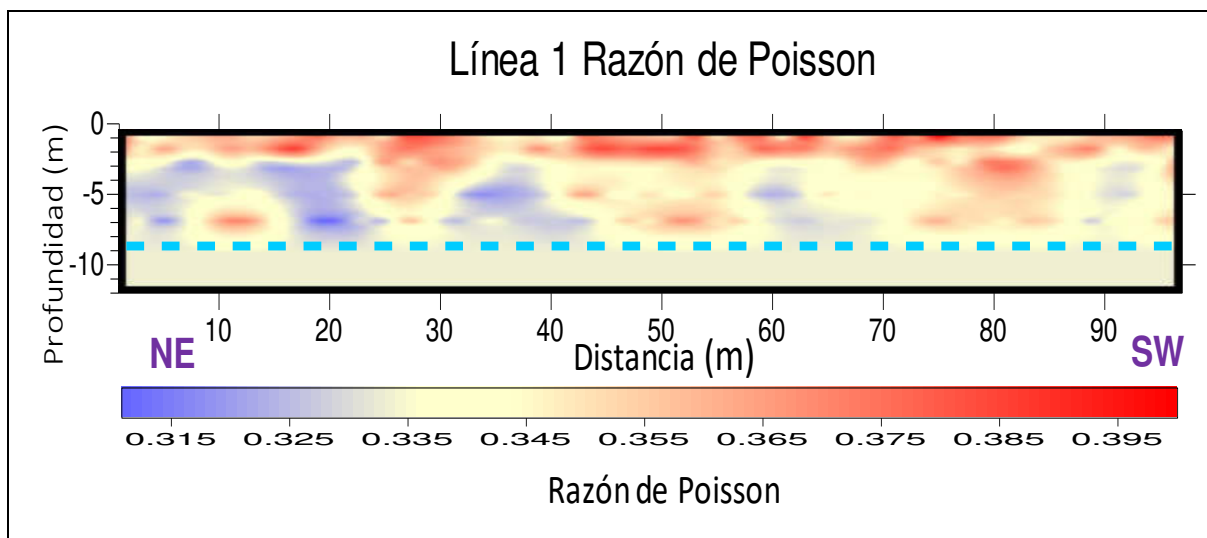


Fig. 4.29 Imagen de la Razón de Poisson. Se observó el cambio de las propiedades de los diferentes materiales que forman las unidades litológicas del sitio

Dvorkin et al. (2014) mencionaron que cuando el contacto de los granos es pequeño, es posible alcanzar valores altos en la razón de Poisson  $> 0.3$ .

Los resultados obtenidos en este trabajo fueron muy similares con las observaciones realizadas por [Dvorkin et al. \(2014\)](#) y [Zhang \(2017\)](#). Se observó en la Figura 4.29, algunas áreas en la superficie (rojo) con valores entre 0.37 y 0.40. Este fenómeno puede ser explicado, debido a que la Unidad B está constituida por limos que contienen muchos huecos, principalmente en la superficie, en donde los limos están muy secos (alta porosidad).

Ahora bien, para el cálculo del módulo de Compresibilidad ( $K$ ) se utilizó la relación (29) ([Geldart y Sheriff, 2008](#); [Mavko et al., 2009](#)) para generar la imagen del módulo de Compresibilidad (Bulk Modulus) (Figura 4.30),  $K$  está referido en Mega Pascales (MPa).

Se observó en la Figura 4.30, que los valores de  $K$  para los sedimentos aluviales no consolidados de la superficie son de 0.56 – 0.80 MPa, los cuales corresponden a la litología A, B y C. En la zona transición los valores son de 0.85 – 3.5 MPa.

Finalmente, la Unidad D en la cual se observaron estructuras *lenticulares* formadas por lutita calcárea con valores de 8.0 – 24.5 MPa, y la lutita con valores de 3.5 – 8.0 MPa. Los sedimentos no consolidados a nivel de la superficie presentaron los valores más bajos de  $K$ , lo cual indica que estos son más compresibles y fácilmente tienden a compactarse al aplicarles un esfuerzo.

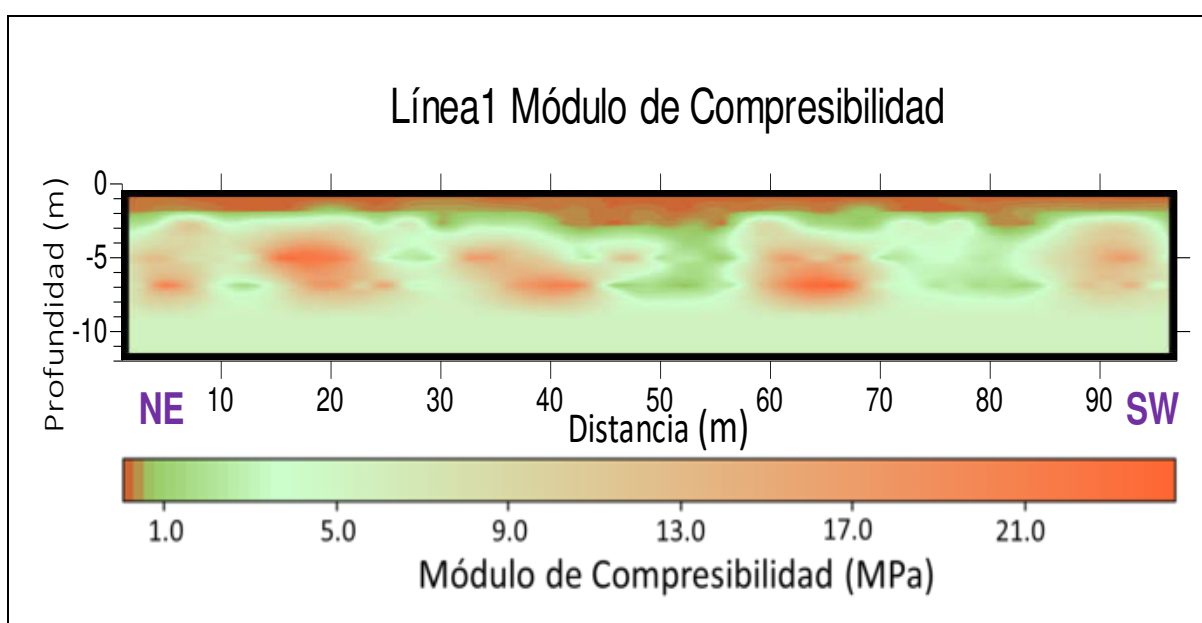


Fig. 4.30 Imagen del módulo de Compresibilidad de los materiales existentes en la línea 1 del sitio de estudio.

En el caso del cálculo del módulo de Corte ( $\mu$ ) o módulo de Rigidez ( $G$ ), se tomó la relación (30) utilizada en algunos trabajos desarrollados anteriormente ([Gardner et al., 1974](#); [Hamada, 2004](#); [Han y Batzle, 2004](#)).

Con los valores encontrados, se generó la imagen del módulo de Corte (Figura 4.31). Los sedimentos no consolidados de la superficie se caracterizan por tener un rango de valores de 0.017 – 0.4 MPa (unidades A, B y C). Para la zona de transición se determinaron valores de 0.4 – 0.9 MPa (entre las unidades C y D). Para la unidad D, formada por lutita de menor dureza, se determinaron valores de 0.9 – 3.2 MPa y finalmente para la lutita calcárea de dureza alta, se obtuvieron valores de 3.2 – 9.3 MPa (Unidad D, estructuras *lenticulares*).

Los sedimentos no consolidados mostraron valores más bajos, lo que confirma la poca resistencia que tienen cuando se le aplica un esfuerzo cortante. Por otro lado, los fragmentos de lutita que se encontraron rodeados por limo y arena también presentaron valores bajos, pero más altos que los sedimentos no consolidados. Por otro lado, se observó que los valores del módulo de Corte se incrementan de forma significativa a partir de los sedimentos consolidados formados por lutita y lutita calcárea.

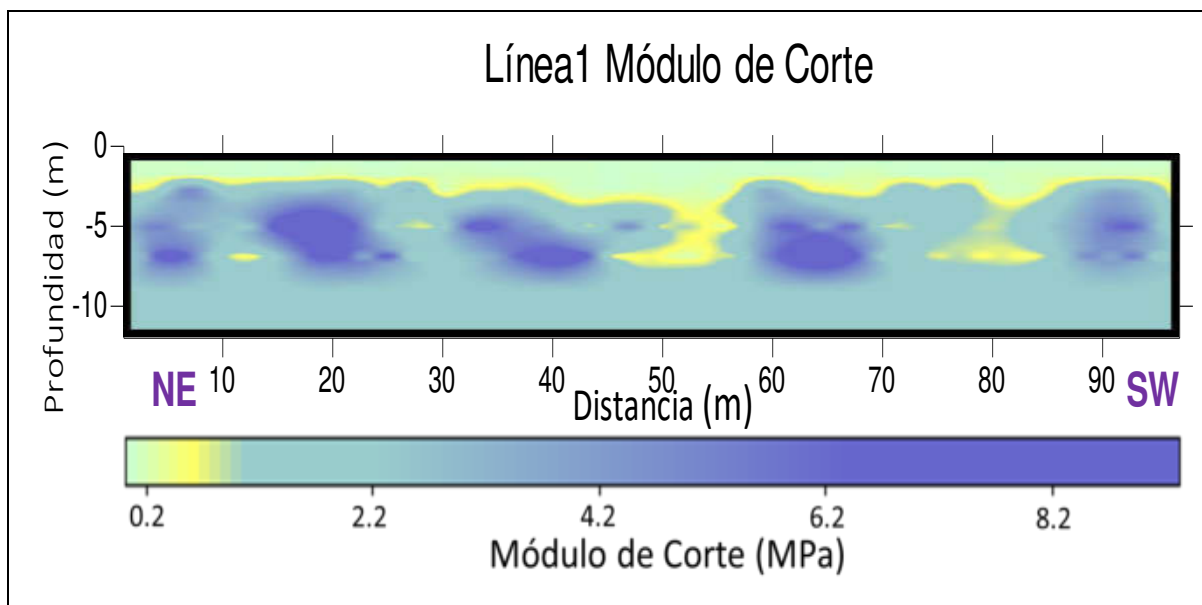


Fig. 4.31 Imagen del módulo de corte de los materiales que forman las unidades litológicas en la línea 1 en el sitio de estudio.

En el cálculo del módulo de Young ( $E$ ), se utilizó la relación (31) (Geldart y Sheriff, 2008; Mavko et al., 2009) para generar la imagen del módulo de Young (Figura 4.32) del sitio de estudio. En este caso, los valores encontrados para los sedimentos no consolidados de la superficie fueron de 0.48 – 0.8 MPa (unidades A, B y C).

Los valores para la zona de transición fueron de 0.8 – 2.0 MPa (entre las unidades C y D).

La unidad D presentó valores de 2.0 – 10.0 MPa para la lutita y lutita calcárea de dureza alta con cristalización de calcita y cuarzo en sus poros, se tienen valores de 10.0 – 24.7 MPa (estructuras *lenticulares*).

La imagen del módulo de Young mostró el comportamiento elástico de las diferentes unidades litológicas del sitio de estudio. En la Figura 4.32, se observó la distribución de los sedimentos no consolidados y de la roca consolidada.

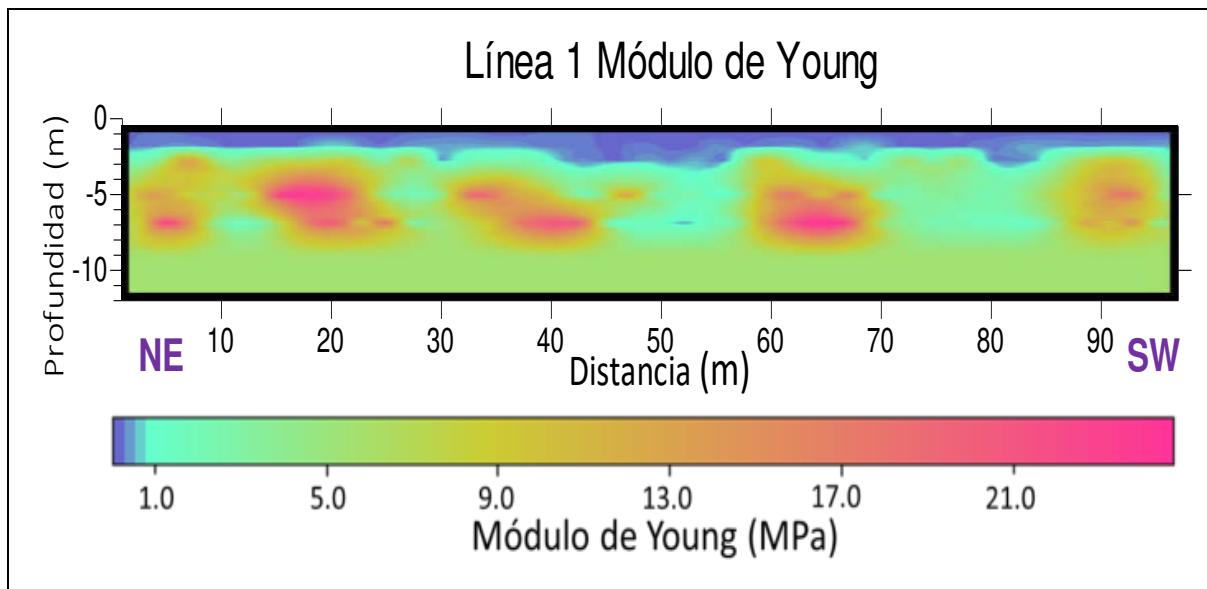


Fig. 4.32 Imagen del módulo de Young de los materiales que forman las unidades litológicas de la línea 1 en sitio de estudio.

Finalmente, se calculó la constante de Lamé ( $\lambda$ ) por medio de la relación (32) (Geldart y Sheriff, 2008; Mavko et al., 2009). En esta relación se tienen como conocidas la razón de Poisson ( $\sigma$ ) y el módulo de Corte ( $\mu$ ).



Con los valores calculados por medio de la relación (32), se obtuvo la imagen de la constante de Lamé de la línea 1 (Figura 4.33), la cual mostró la distribución de las unidades litológicas del sitio de estudio.

Los valores determinados para los sedimentos no consolidados de la superficie fueron de 0.05 – 1.0 MPa (unidades A, B y C). Los valores para la zona de transición fueron de 1.0 – 2.2 MPa (ubicada entre las unidades C y D). Para la lutita, se determinaron valores de 2.2 – 5.5 MPa (litología D) y finalmente, para la lutita calcárea con dureza alta y cristalización de calcita y cuarzo, se determinaron valores de 5.5 – 18.2 MPa (estructuras *lenticulares*).

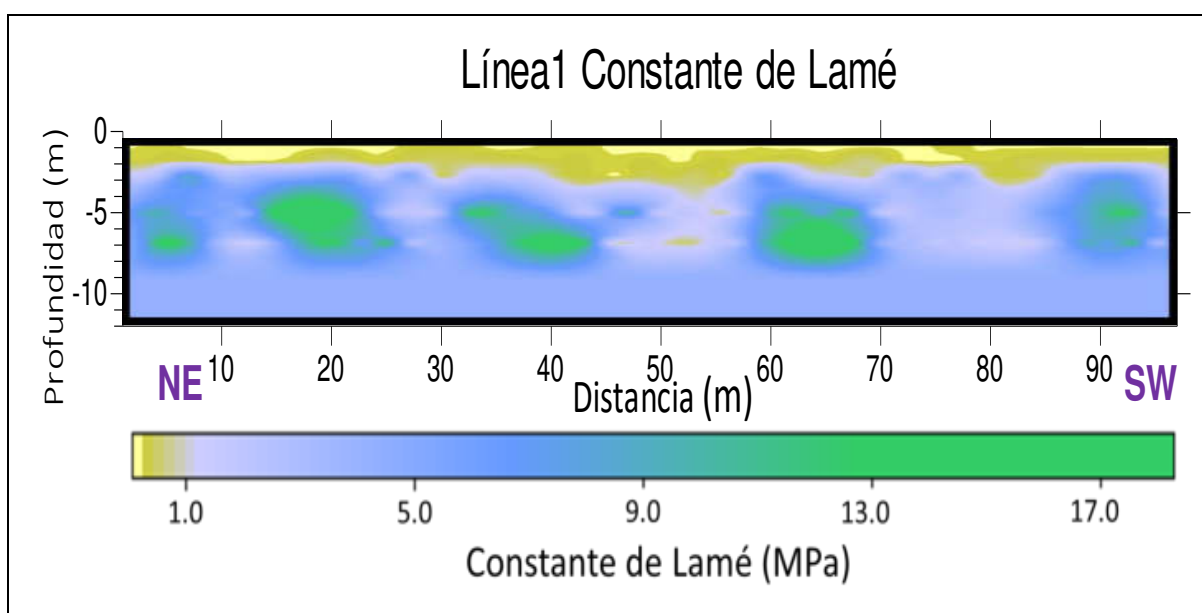


Fig. 4.33 Imagen generada con los valores de la constante de Lamé para la línea 1 del sitio de estudio.

Con los resultados obtenidos, las imágenes mostradas anteriormente (Figuras 4.23, 4.24, 4.28, 4.29, 4.30, 4.31, 4.32 y 4.33), tuvieron una correlación estructural coincidente (geometría y disposición espacial) entre sí y coincidieron con la información geológica (Figura 1.4) y los sondeos geotécnicos del sitio.

La distribución de la litología obtenida en las imágenes mostró que los sedimentos no consolidados se encuentran distribuidos hasta una profundidad de 2 – 3 m. Sin embargo, en

algunas ubicaciones de la línea 1, la profundidad fue menor (aprox. 1.6 m). Este resultado se pudo confirmar con las observaciones y mediciones realizadas en las trincheras.

A partir de 2 – 3 m, comienza la roca consolidada, excepto en algunas zonas en que la roca se observó muy alterada. Por medio de la excavación de algunas trincheras, se detectó que en la roca consolidada existen zonas de mayor dureza y densidad que otras. Estas zonas están constituidas por lutita calcárea, las cuales se observaron en las imágenes (ubicadas a 5 m, 20 m, 40 m, 65 m y 92 m en la línea 1 de las Figuras 4.23, 4.24, 4.28, 4.29, 4.30, 4.31, 4.32 y 4.33).

Asimismo, los resultados de algunos sondeos geotécnicos reportaron zonas en donde la lutita estaba fracturada, por lo que forma fragmentos separados y que están rodeados por limo y arena (ubicadas a los 12 m, 28 m, 52 m, y 80 m en la línea 1).

#### 4.6 Análisis de la Gráfica $V_p - V_s$

De acuerdo con los valores de las velocidades sísmicas obtenidas por la inversión, se realizó la gráfica  $V_p - V_s$  para efectuar un análisis de los resultados. Al graficar los valores de  $V_p$  contra  $V_s$ , se identifican las velocidades  $V_p$  y  $V_s$ , correspondientes a una ubicación espacial específica dentro de la imagen sísmica (Figura 4.34).

En la Figura 4.34, se observó que los puntos ubicados en la gráfica se pueden reunir en tres grupos (Grupo *a*, *b* y *c*). Esta característica, en la que se pueden separar estos grupos, indica que existen diferencias físicas entre ellos. Además, se observó en la gráfica una relación lineal entre los valores de  $V_p$  y  $V_s$  como fue documentado por [Castagna et al. \(1985\)](#) para rocas siliciclásticas, como es el caso de la litología descrita para el sitio de estudio de este trabajo. Estos grupos representan las diferentes unidades litológicas del medio en el sitio de estudio (Figura 4.35).

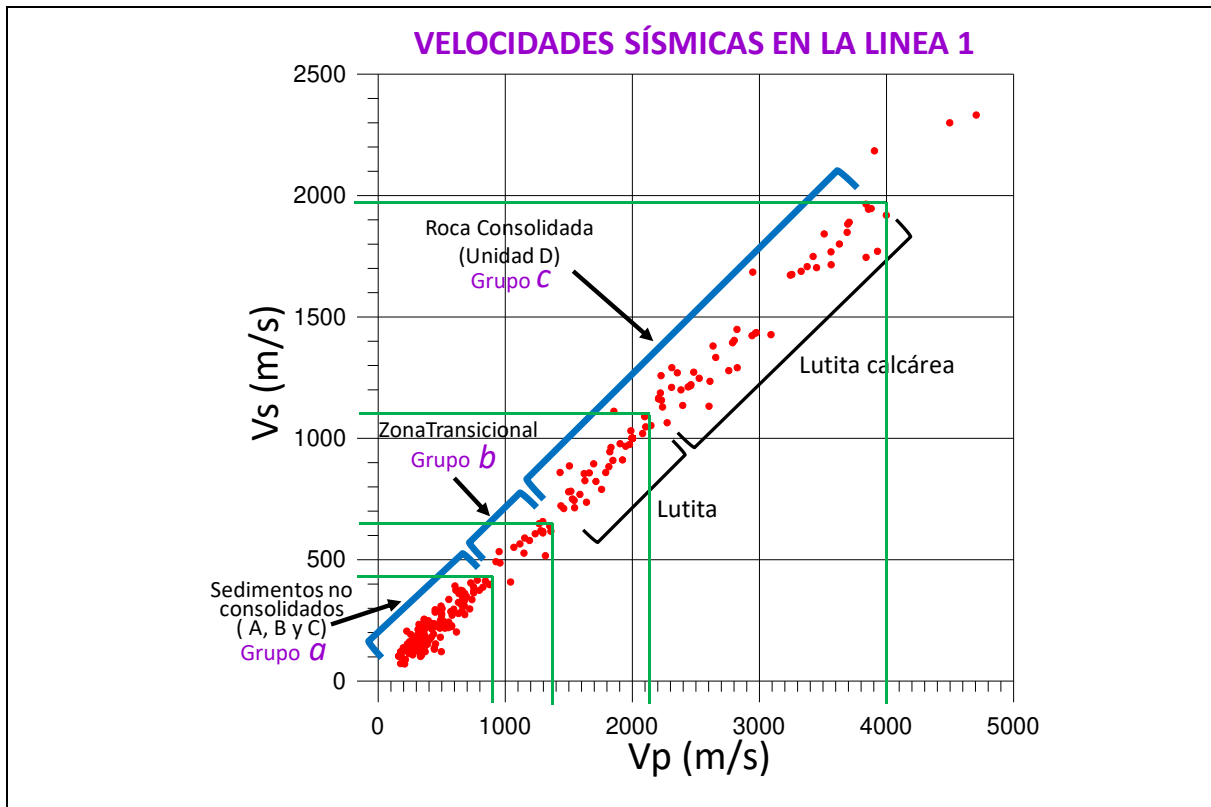


Fig. 4.34 Gráfica  $V_p - V_s$  con los diferentes grupos identificados y correlacionados con las unidades litológicas del sitio de estudio (Grupos a, b y c).

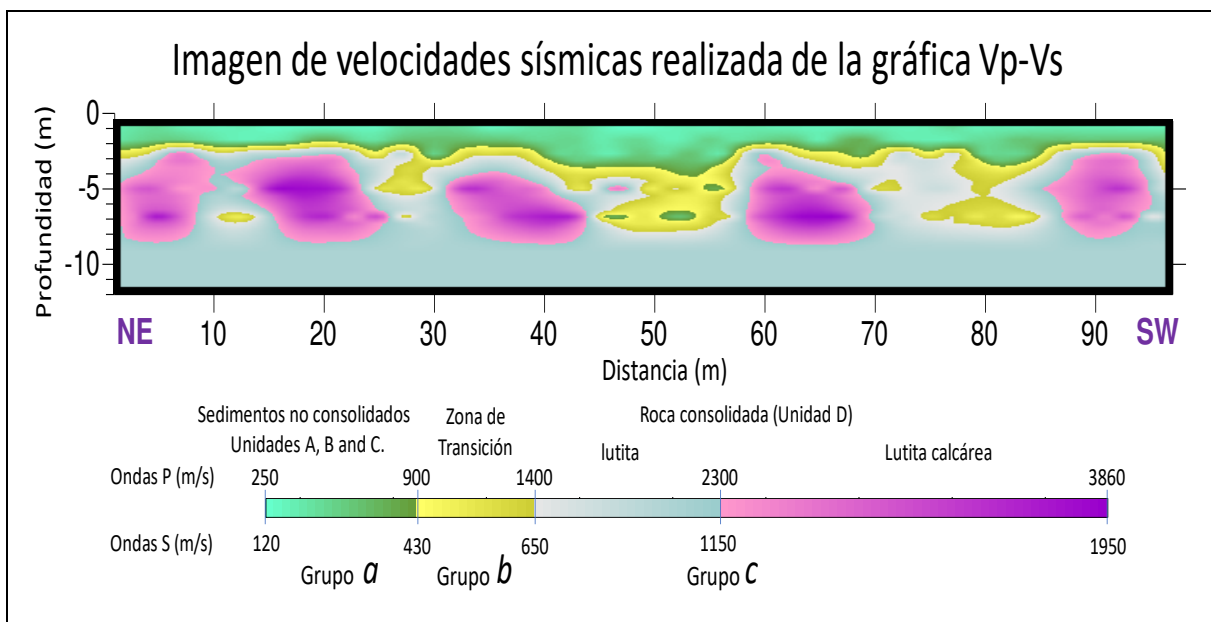


Fig. 4.35 Los tres grupos encontrados en la gráfica  $V_p - V_s$ , corresponden a la distribución espacial de las unidades que forman la litología del sitio de estudio.

En la Figura 4.35 se observó la distribución espacial de cada uno de los grupos de la gráfica de  $V_p - V_s$ . El grupo **a**, representa la distribución de los sedimentos no consolidados en el sitio. El grupo **b**, representa la distribución de una zona de transición, donde la roca consolidada experimentó alteraciones físicas y químicas originadas por la infiltración del agua meteórica (fracturamiento). El grupo **c**, representa la roca consolidada (Formación Méndez), la cual está formada por lutita y un horizonte de lutita calcárea (estructuras *lenticulares*).

#### **4.7 Correlación de Imágenes Sísmicas e Información Geológica del Sitio de Estudio (trincheras y sondeos geotécnicos)**

La información estratigráfica proporcionada por las trincheras realizadas en el sitio y los datos proporcionados por los sondeos geotécnicos, presentaron una correlación similar a la información generada por las imágenes de velocidades de las ondas sísmicas ( $V_p$  y  $V_s$ ), así como por las imágenes de los módulos elásticos obtenidos.

Una forma de confirmar la similitud o la concordancia de los resultados es colocar los datos geotécnicos a las diferentes imágenes de las velocidades, las cuales se obtuvieron por medio de la inversión sísmica, así como de algunos de los módulos elásticos calculados por medio de las relaciones elásticas (Figuras 4.36, 4.37, 4.38, 4.39, 4.40 y 4.41). En las imágenes se observó la similitud de la información geológica obtenida por los sondeos geotécnicos y los resultados de la inversión sísmica.

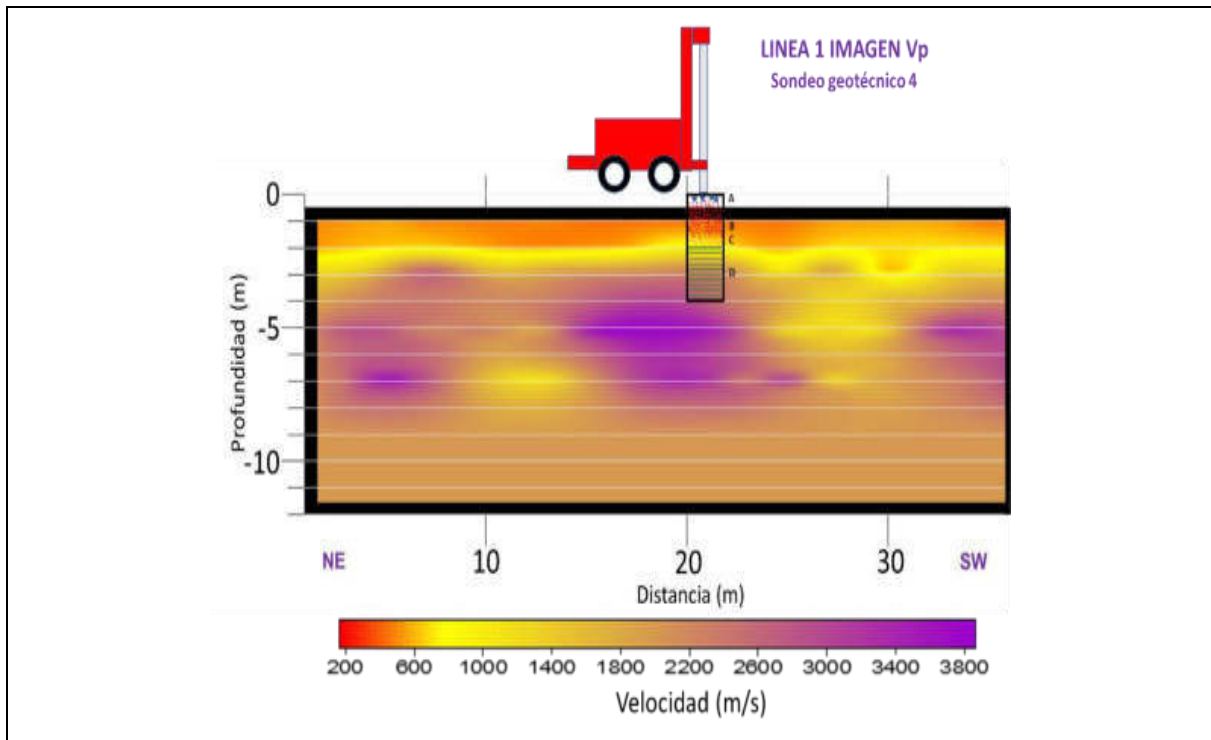


Fig. 4.36 Resultados del sondeo geotécnico 4 sobre la imagen de velocidades sísmicas ( $V_p$ ).

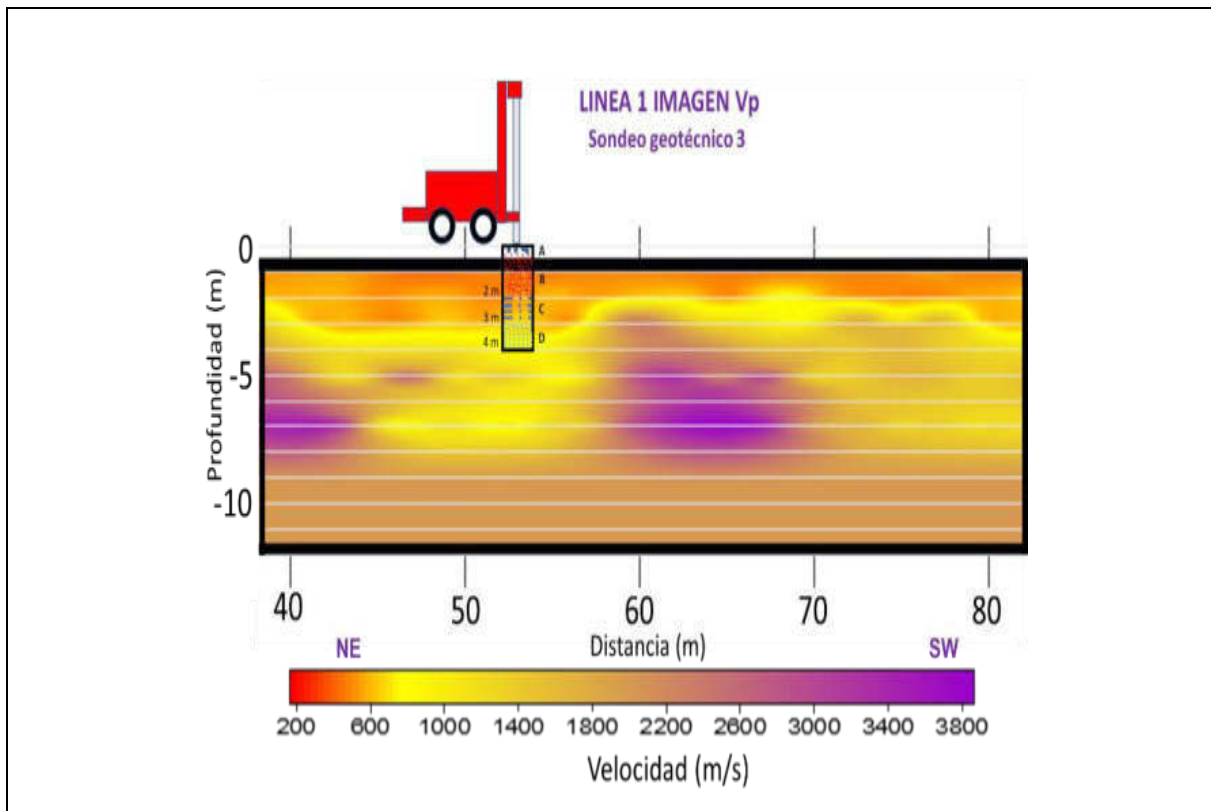


Fig. 4.37 Resultados del sondeo geotécnico 3 sobre la imagen de velocidades sísmicas ( $V_p$ ).

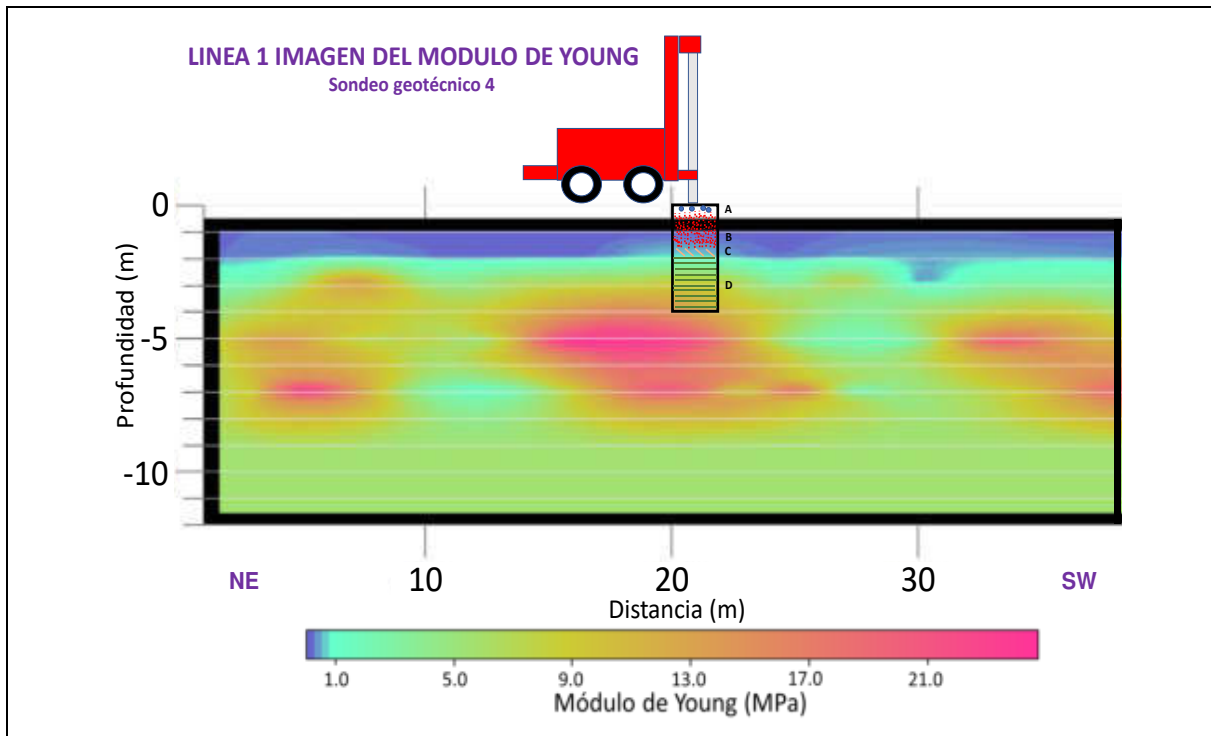


Fig. 4.38 Resultados del sondeo geotécnico 4 sobre la imagen del módulo de Young ( $E$ ).

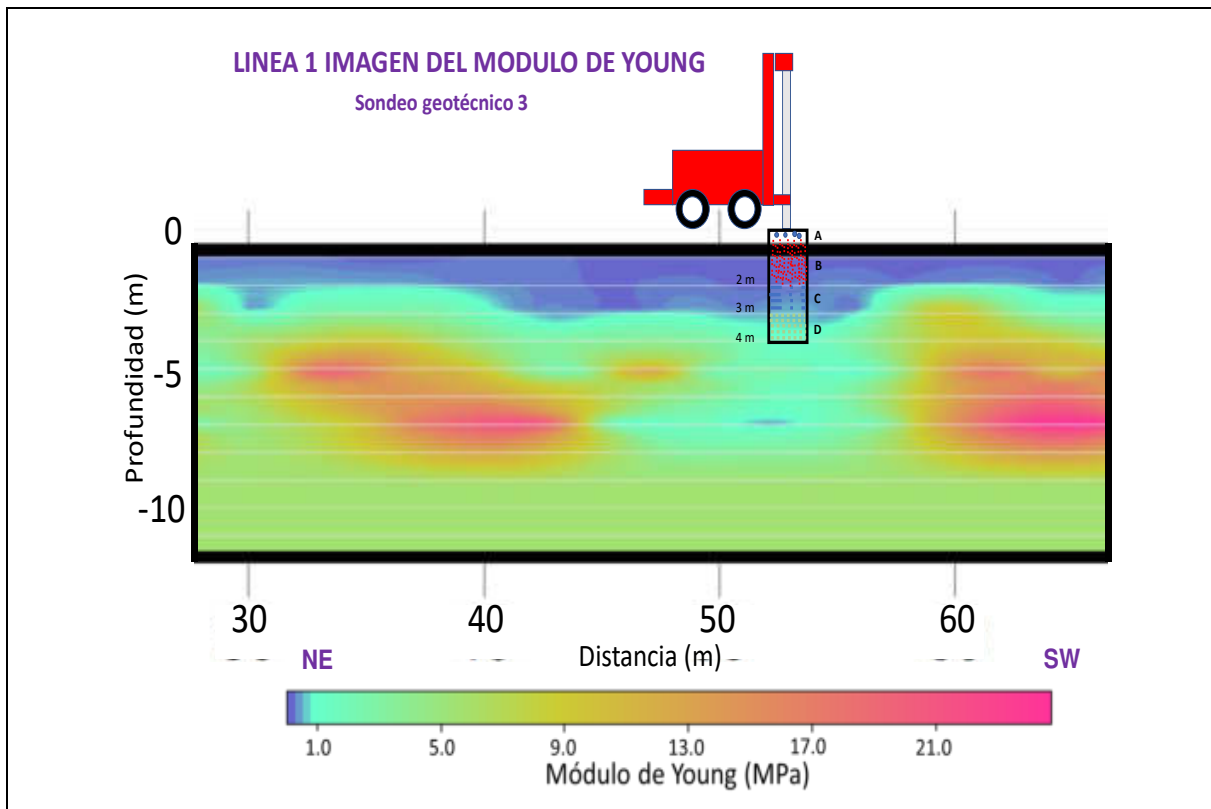


Fig. 4.39 Resultados del sondeo geotécnico 3 sobre la imagen del módulo de Young ( $E$ ).

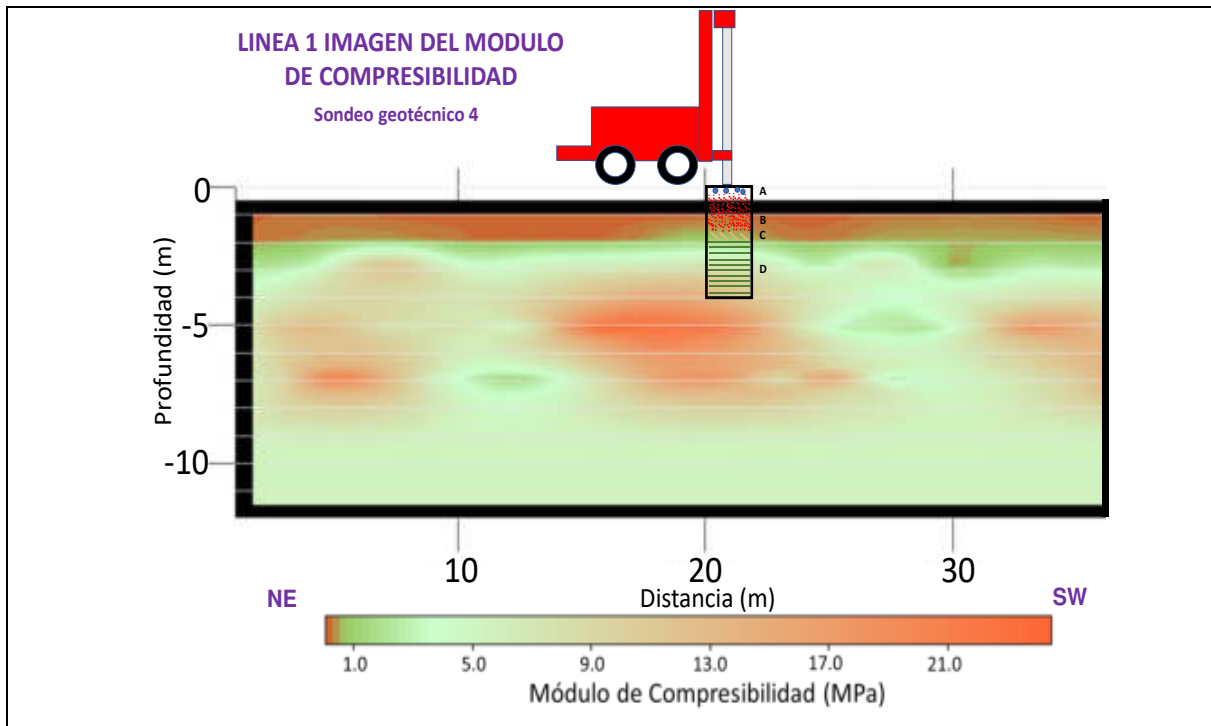


Fig. 4.40 Resultados del sondeo geotécnico 4 sobre la imagen del módulo de Compresibilidad ( $K$ ). Se observa la correlación entre el módulo de compresibilidad y la información geotécnica.

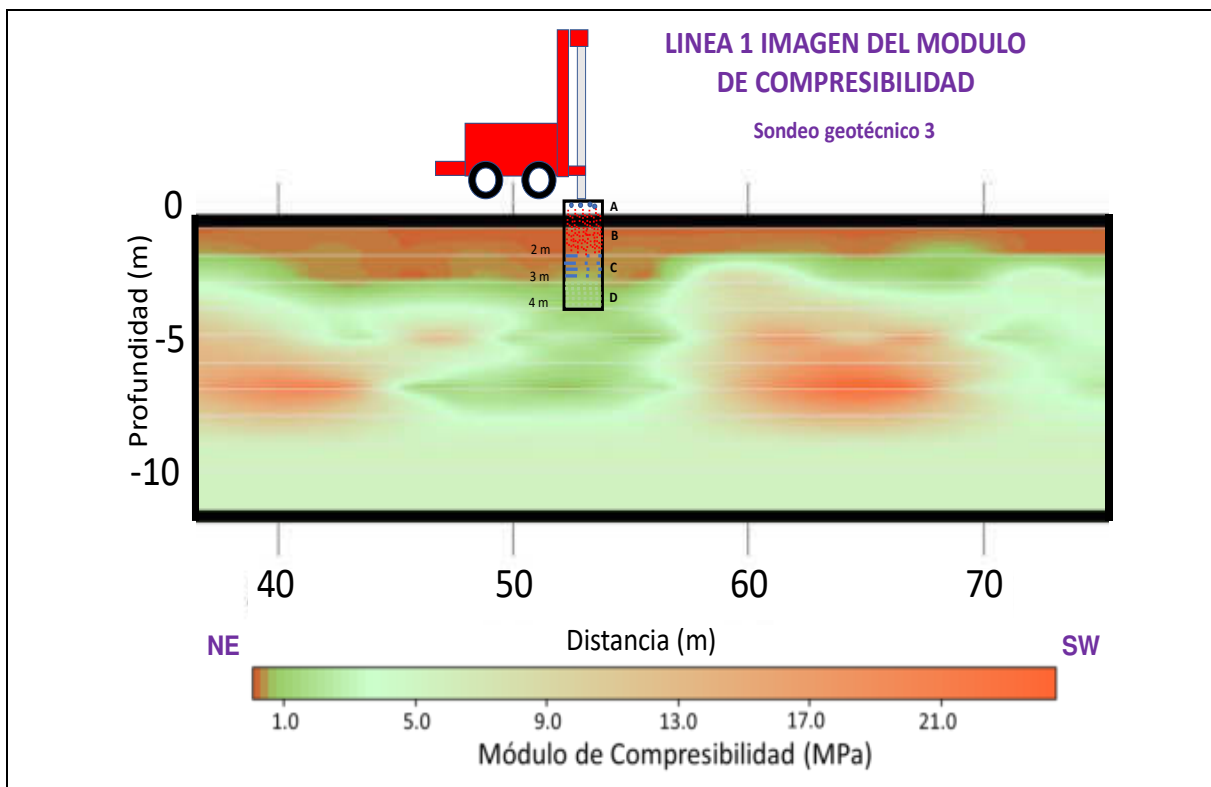


Fig. 4.41 Resultados del sondeo geotécnico 3 sobre la imagen del módulo de Compresibilidad ( $K$ ).

#### 4.8 Cálculo de la Densidad y la Porosidad

Con los resultados de la inversión de los tiempos de viaje de las ondas  $P$  (Figura 4.23), se calculó la densidad de la litología del sitio de estudio utilizando la relación (3).

Esta relación, solo implica a la velocidad de las ondas compresionales ( $V_p$ ) de las unidades litológicas. Y como es conocido, las ondas  $P$  son más fáciles de identificar en los sismogramas para determinar con mayor precisión los tiempos de arribo, por lo que proporcionan una mayor certidumbre en la calidad de los datos registrados.

Con el cálculo de la densidad, se realizó la imagen de las densidades de las unidades del sitio de estudio (Figura 4.42), con lo que se obtuvo el siguiente resultado.

Valores de  $1.23 - 1.60 \text{ gr/cm}^3$  para los sedimentos no consolidados, correspondientes a las primeras unidades litológicas superficiales. Para la roca consolidada se obtuvieron valores de  $1.60 - 2.41 \text{ gr/cm}^3$ . De acuerdo con la información litológica obtenida en las trincheras realizadas sobre las líneas en el sitio de estudio (Figura 1.4), se tienen tres unidades geológicas no consolidadas y subyaciendo a estas, una unidad litológica de roca consolidada formada por lutita y un horizonte de lutita calcárea (Figura 4.41) ([Servicio Geológico Mexicano, 2008](#)).

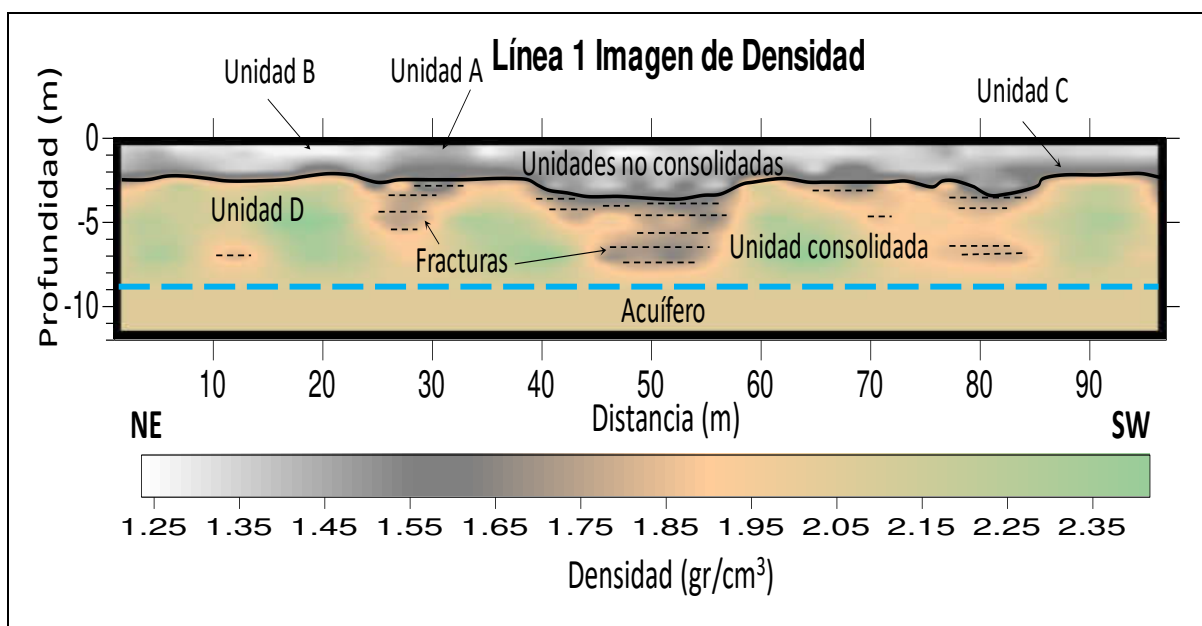


Fig. 4.42 Imagen de la distribución de la densidad de las unidades litológicas del sitio de estudio en la línea 1.



Unidad A, presentó una densidad de  $1.35 - 1.50 \text{ gr/cm}^3$  (Figura 1.4a). Es importante mencionar que esta unidad no se encuentra distribuida en todo el sitio, en algunas partes no aparece, como se puede apreciar en la parte superior derecha de la Figura (1.4b), donde solo se observa la Unidad B.

Unidad B, presentó una densidad de  $1.23 - 1.35 \text{ gr/cm}^3$ . Los limos en la superficie del suelo, tienen muy poca humedad. Además, se les observó una estructura porosa con muchos huecos (Figura 1.4).

Unidad C, presentó una densidad de  $1.50 - 1.60 \text{ gr/cm}^3$ .

Zona de transición, presentó una densidad de  $1.60 - 1.90 \text{ gr/cm}^3$  (Figura 1.4). En las trincheras realizadas en el sitio, se observó una zona transicional que se puede considerar como parte de la Unidad D, ubicada en la parte superior de la roca consolidada. En esta zona, la roca se encuentra fracturada; las fracturas generalmente están rellenas por limo y arena. En algunas zonas, las fracturas son verticales, alcanzando profundidades mayores. Estas fracturas condicionan los patrones de flujo de la infiltración del agua hacia el acuífero libre de la zona.

Subyaciendo a la litología anterior, se encontró la roca consolidada, la cual se identificó como unidad litológica D. Esta unidad está formada por lutita y un horizonte de lutita calcárea con características distintas a la lutita. La lutita es más porosa, determinando una densidad de  $1.9 - 2.15 \text{ gr/cm}^3$ . El horizonte de lutita calcárea tiene una mayor densidad y dureza, en el que se observaron pequeños cristales de calcita en sus poros. Este horizonte presentó una densidad de  $2.15 - 2.41 \text{ gr/cm}^3$  (Figura 1.4).

La Tabla 4.3 mostró la correlación de los valores de densidad calculados para los distintos tipos de rocas que forman la litología del sitio de estudio y valores reportados por otros autores.

Tabla 4.3 Valores de densidad ( $\text{gr/cm}^3$ ) calculados y valores obtenidos en otros trabajos para rocas similares a las unidades litológicas del sitio de estudio.

Litología	Este trabajo	Yu et al., 2015	Peng y Zhang, 2007	Gardner et al., 1974	Quijada y Steward, 2007	Baker et al., 2015
Unidad B	1.23 – 1.35					
Unidad C	1.50 – 1.60	1.43				
Unidad A	1.35 – 1.50	1.51 – 1.56				
Zona de transición (entre C y D).	1.60 – 1.90	1.64 – 1.70				
Unidad D (lutita)	1.9 – 2.15			1.95 – 2.50		
Unidad D (lutita calcárea)	2.15 – 2.41		2.0 – 2.70	1.95 - 2.50	Promedio 2.43	2.2 – 2.65

En el cálculo de la porosidad de las rocas que forman la litología del sitio, se utilizó la relación (34) proporcionada por [Davis \(1954\)](#). Sin embargo, los resultados no mostraron una correlación aceptable con los valores de porosidad publicados en otros trabajos ([Freeze y Cherry, 1979](#); [Baker et al., 2015](#)) para el mismo tipo de roca.

Por ejemplo, para un valor mínimo de densidad encontrado en el sitio, el cual corresponde a la Unidad B, la porosidad calculada fue de 86.09 %, lo cual es mayor a la publicada por [Freeze y Cherry \(1979\)](#), [Earle \(2015\)](#) cuyo valor máximo fue de 70 % para una unidad similar. Asimismo, para un valor máximo de la densidad (Unidad D), se calculó un valor de porosidad de 14.75 %, en lugar de un valor aproximado de 10% obtenido por [Freeze y Cherry \(1979\)](#), [Earle \(2015\)](#).

En este trabajo se efectuó una aproximación de la relación (34) para lograr un mejor ajuste de los valores, como resultado de esta aproximación, se propuso una nueva relación (Ecuación 35) que calcula las porosidades de las unidades litológicas del sitio de estudio para obtener valores más acordes con los proporcionados por otros trabajos. Los resultados obtenidos fueron los siguientes:

Para los sedimentos no consolidados correspondientes a suelos superficiales, se determinaron valores de 40 – 70.7 %. Para la roca consolidada se determinaron valores de 11.8 – 40 %. A continuación, se proporcionan los valores de las porosidades calculadas para cada unidad litológica.

Unidad A, tiene una porosidad de 55 – 60 % (Figura 1.4). Es importante mencionar que esta unidad no se encuentra distribuida en todo el sitio.

Unidad B, presentó una porosidad de 65 – 70.7 %. Estos limos cuando se presentan en la superficie del suelo, prácticamente no tienen humedad, y la exposición al sol les da un color gris claro. Se les puede observar una estructura porosa con muchos huecos (Figura 1.4).

Unidad C, tiene una porosidad de 60 – 65 %.

En la parte inferior de la Unidad C, se identificó una zona de transición formada por fragmentos de lutita y lutita calcárea, rodeados por limo y arena, con porosidades de 40 – 55 % (Figura 1.4). Ésta se considera como la parte superior de la unidad D.

Subyaciendo a la litología anterior, se observó la roca consolidada, la cual se identificó como Unidad D, la cual está formada por lutita con una porosidad de 30 – 40 % y un horizonte de lutita calcárea que forma una serie de estructuras *lenticulares* de aproximadamente 5 m de espesor, teniendo una porosidad de 11.7 – 30 % (Figura 1.4b). Los valores de porosidad de las unidades litológicas se pueden observar en la imagen (Figura 4.43) y su interpretación se complementó con la información geológica del sitio de estudio (sondeos geotécnicos y trincheras).

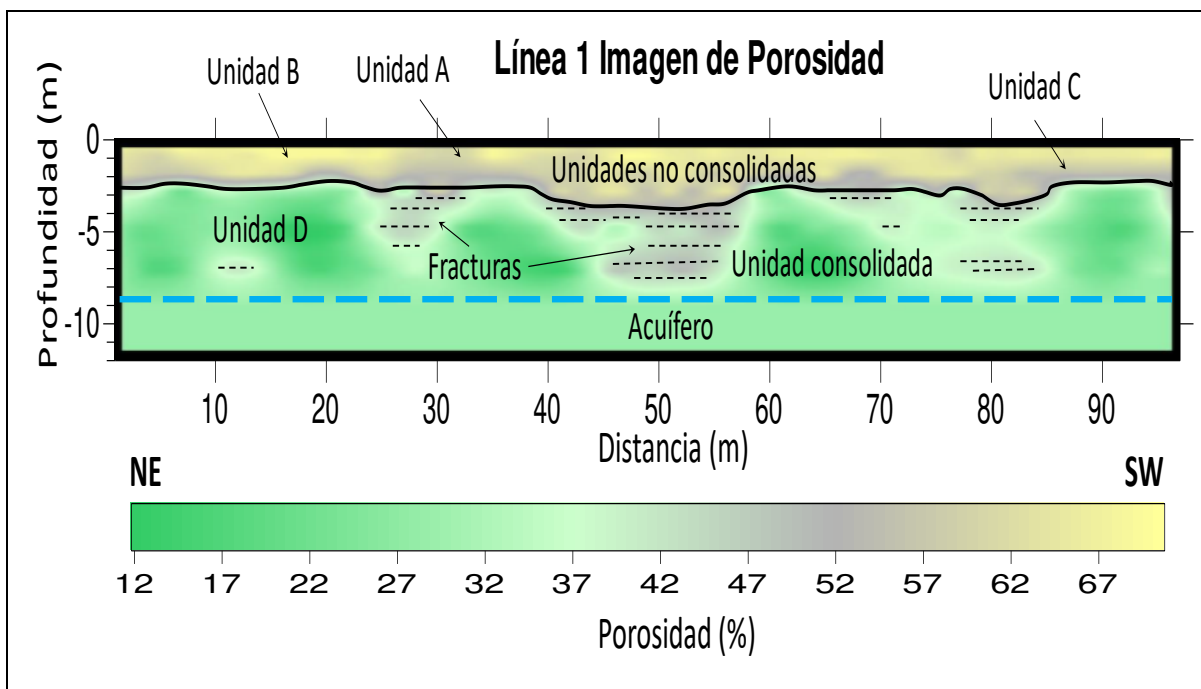


Fig. 4.43 Imagen de la distribución de la porosidad de las unidades litológicas de la línea 1.

Para tener una mejor perspectiva de los resultados, se realizó la tabla que muestra los resultados de este trabajo y los obtenidos por otros autores (Tabla 4.4).

Tabla 4.4 Porosidades (%) calculadas en el sitio de estudio y porosidades obtenidas en otros trabajos en rocas similares.

	Este trabajo	Freeze y Cherry, 1979	Earle, 2015	Domenico y Schwartz, 1998
Unidad B	65 – 70.7 %	70 – 80 % (lodo) 40 – 70 % (arcilla)	38 – 70 % (limo, arcilla)	34–61 % (limo)
Unidad C	60 – 65 %	35 – 50 %	38 – 70 % (limo, arcilla)	34–60 % (arcilla)
Unidad A	55 – 60 %	30 – 50 %	24 – 40 % (grava)	26–53 % (arena) 25–38 % (grava)
Zona de transición	40 – 55 %			
Unit D (lutita)	30 – 40 %			
Unit D (lutita calcárea)	11.7 – 30 %	< 20 % (lutita)	10 – 30 %	10 %

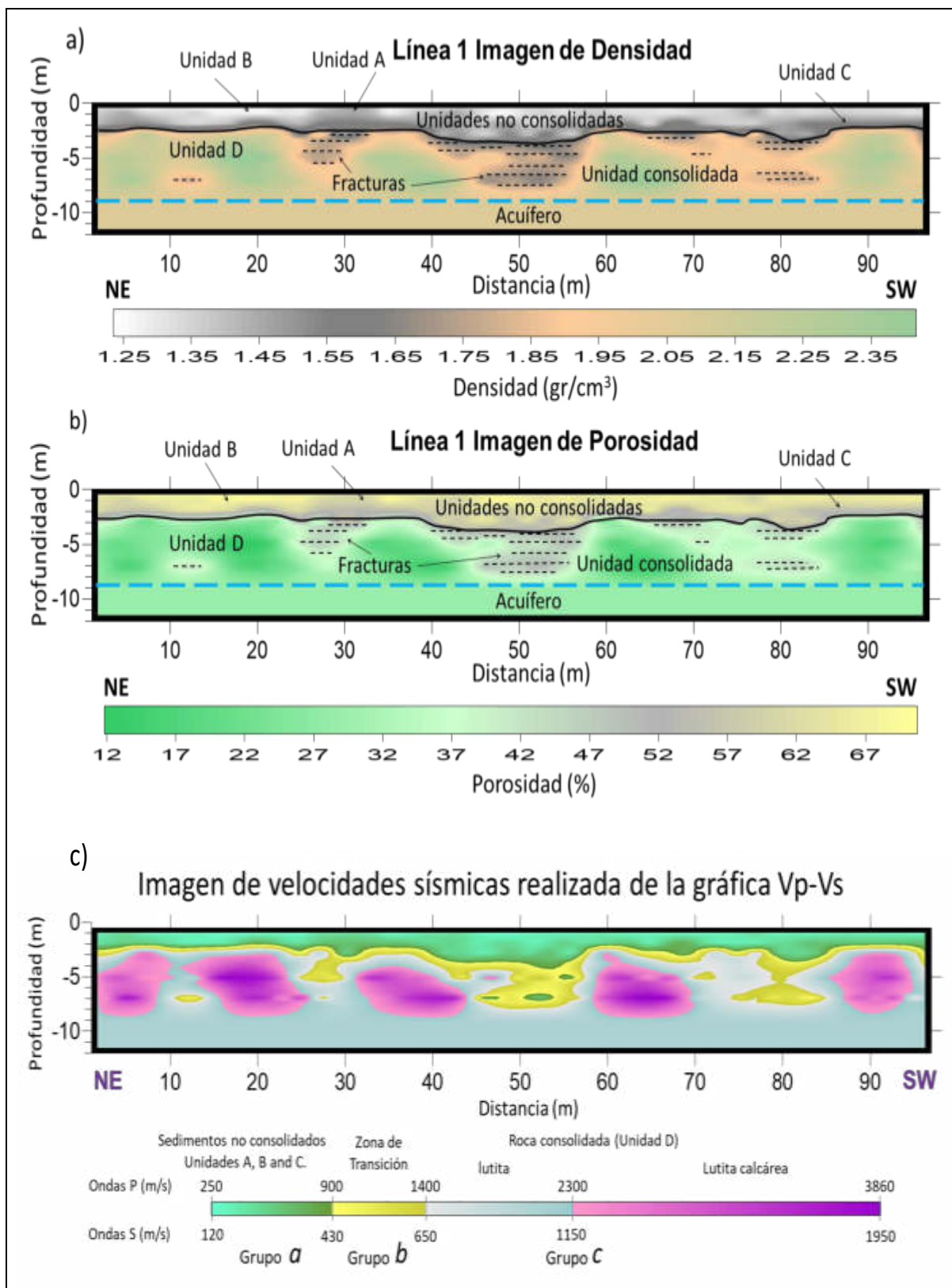


Fig. 4.44 Imágenes de densidad (a) y porosidad (b), los sedimentos no consolidados (Unidades A, B y C) se encuentran arriba de la línea negra. En la roca consolidada se observan estructuras *lenticulares* (Unidad D) y (c) Distribución espacial de los materiales de los grupos encontrados en la gráfica  $V_p$ - $V_s$ .

Con los resultados de las densidades y porosidades (Figuras 4.42 y 4.43), se realizó la interpretación con apoyo de información geológica (Figura 4.44 a y b). En las imágenes de densidad y de porosidad, se observa de manera clara el límite entre los sedimentos superficiales no consolidados (Unidades A, B y C) y la roca consolidada (Unidad D).

Las Unidades A, B y C (grupo **a**), se identificaron con claridad en las trincheras (Figura 1.4). Sin embargo, en las imágenes de densidades y porosidades (Figura 4.44 a y b), su identificación no fue muy clara. A nivel del suelo, se identificaron las Unidades A (gravas finas y capas delgadas con limo y arena) y B (Limos). La unidad C (Arcilla con nódulos de carbonatos) subyace a las unidades A y B. Sin embargo, su identificación no fue muy clara.

En las imágenes (Figura 4.44 a y b), no se observó una diferencia clara entre las unidades A y C. La distinción se realizó por medio de una aproximación de los valores y de su distribución espacial.

Por debajo de la línea límite entre los sedimentos no consolidados y la roca consolidada, se identificó una zona transicional en la que la lutita y la lutita calcárea están fracturadas; este fracturamiento ayuda a que la roca consolidada experimente una degradación química por el agua meteórica infiltrada. Esta zona puede tener espesores de unos pocos centímetros a algunos metros. En algunas partes de la línea 1, las fracturas se profundizaron verticalmente (Figura 4.44 a y b). A esta zona transicional, le corresponde el Grupo **b** (Figura 4.44c) en la gráfica  $V_p-V_s$  (Figura 4.34).

Subyaciendo a la zona transicional (roca alterada) se ubica la roca consolidada (Unidad D), la cual corresponde el Grupo **c** (Figuras 4.34 y 4.44c). La Unidad D, corresponde a la Formación Méndez, la cual está constituida principalmente por lutita que presenta una porosidad media. De acuerdo con las imágenes de la Figura 4.44, se identificó un horizonte ubicado en la parte superior de la Unidad D, constituido por lutita calcárea que forma una serie de estructuras *lenticulares*. Este horizonte presentó una porosidad menor al resto de la Unidad D.

#### 4.9 Relación entre Densidad - Porosidad y los Módulos Elásticos

En la Gráfica de Densidad – Porosidad se observó una relación lineal (inversamente proporcional) entre la densidad y la porosidad de las unidades litológicas de sitio de estudio.

La densidad total de la roca es la suma de las densidades de los tres componentes de las rocas (la matriz sólida, los poros vacíos y la porción saturada por algún fluido). Cuando la roca está formada solo por matriz sólida, su densidad será alta de acuerdo al material que la forma, pero si la roca presenta una gran cantidad de poros vacíos, y se sabe que la densidad del aire es prácticamente cero, por lo que su densidad bajará.

El cálculo de la porosidad de las unidades geológicas en el sitio de estudio se efectuó por medio de la relación (35), la cual relaciona el valor de la densidad de la roca con su porosidad. En esta relación, se observa que existe una relación lineal (inversamente proporcional). Se observa en la relación, que cuando aumenta el valor de la densidad de la roca ( $\rho_B$ ), el valor de la porosidad disminuye. Recordando la relación (35), la cual se presenta a continuación:

$$\phi = \left[ \frac{2.654 - \rho_B}{2.005} \right] * 100$$

En el caso de este trabajo, los principales componentes mineralógicos de las unidades geológicas del sitio son: arcillas con cantidades menores de cuarzo (arenas) y carbonato de calcio. Por lo que la densidad de la matriz sólida es aproximadamente constante. La densidad total de la roca variará en dependencia de la cantidad de espacios vacíos que existan en ella. Si la roca tiene una mayor cantidad de espacios vacíos, su densidad será menor (Figura 4.45).

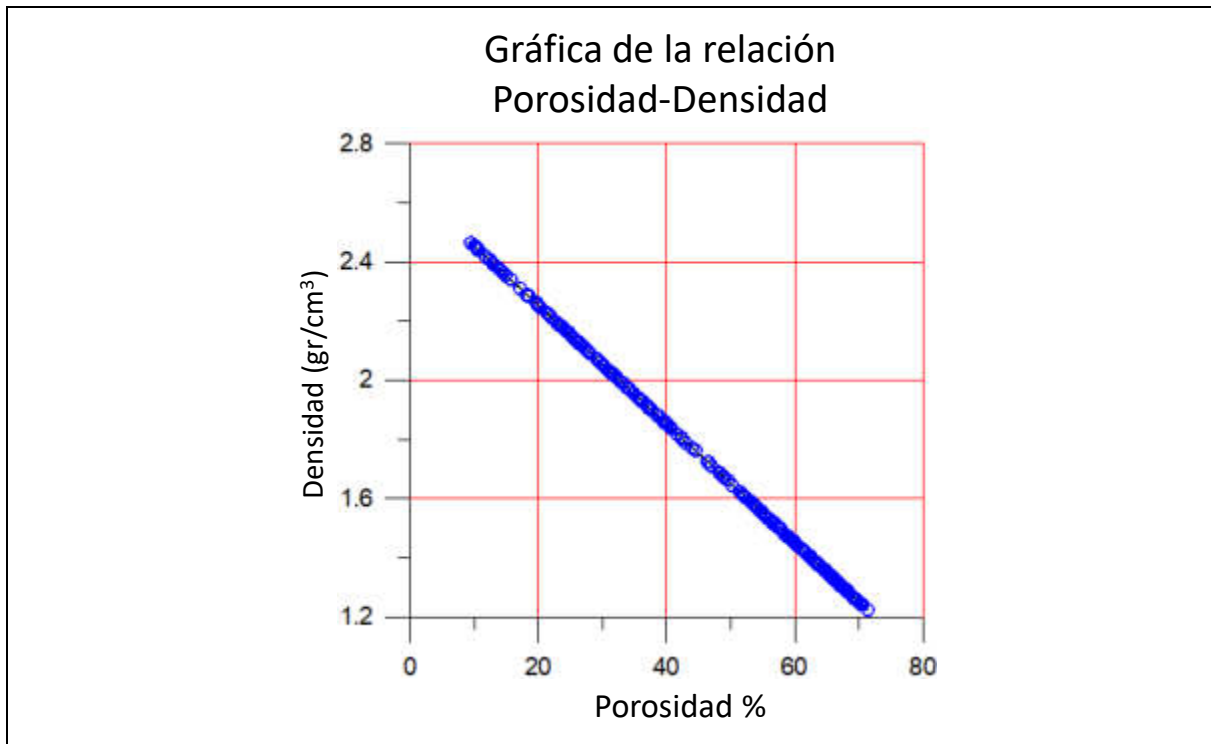


Fig. 4.45 Gráfica de la relación entre la densidad y la porosidad de las unidades litológicas del sitio de estudio.

Para analizar de una manera más ilustrativa la relación existente entre la densidad y la porosidad de las rocas y sus constantes elásticas, se realizaron gráficas entre estos parámetros.

En estas gráficas, se observa el comportamiento de las rocas cuando estas son sometidas a cambios de presión y volumen. Por lo que se presentó una serie de gráficos en los cuales se describe el comportamiento de las rocas.

En la Figura 4.46 (gráfica de *Módulo de Compresibilidad* vs. *Densidad*) de los valores calculados, se observó que los sedimentos con densidades bajas ( $1.2 - 1.6 \text{ gr/cm}^3$ ) requieren poca presión para que estos se compacten; es decir, que su cambio de volumen o de densidad se puede efectuar con poca cantidad de presión.

En sedimentos con densidades medias ( $1.6 - 1.9 \text{ gr/cm}^3$ ), la relación del cambio de volumen o compresibilidad no es lineal a la cantidad de presión que se aplica o actúa sobre la roca.

En cambio, para las rocas con densidades altas ( $1.9 - 2.41 \text{ gr/cm}^3$ ), se requiere una gran cantidad de presión para causar cambios pequeños de volumen (compresión). La presión



aplicada mantiene una relación lineal con el cambio originado en su volumen o densidad. Las rocas que presentan densidades altas, presentan cambios de volumen muy pequeño.

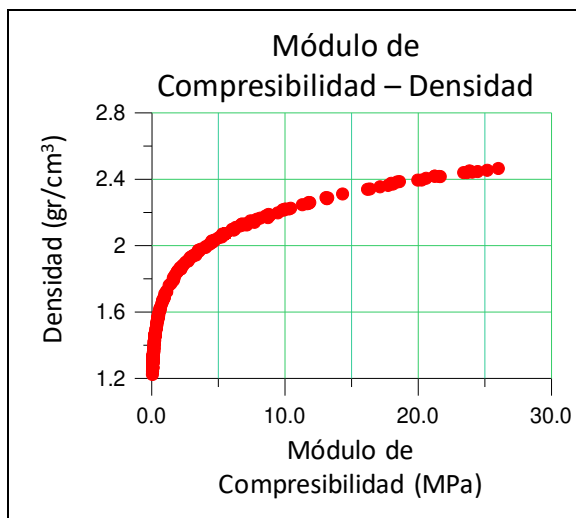


Fig. 4.46 Gráfica de la relación entre el Módulo de Compresibilidad y la Densidad de las unidades del sitio.

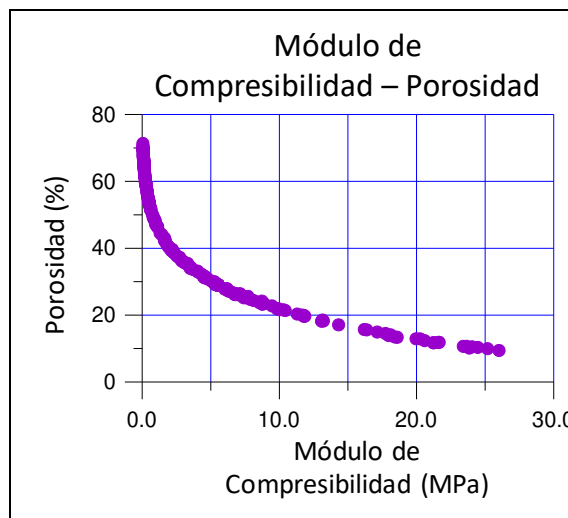


Fig. 4.47 Gráfica de la relación entre el Módulo de Compresibilidad y la Porosidad de las unidades del sitio.

La Figura 4.47 (gráfica de *Módulo de Compresibilidad vs. Porosidad*) mostró que los sedimentos con porosidades altas (70.7 – 50 %) requieren poca presión para reducir su porosidad y por tanto su volumen; esta situación se aprecia mejor en rocas no consolidadas.

En sedimentos con porosidades medias (50 – 20 %), el cambio de volumen o de su porosidad presentó una relación no lineal con respecto a la presión que se aplique a la roca.

En cambio, las rocas con porosidades bajas (20 – 10 %) presentaron una relación lineal entre la presión aplicada y el cambio de volumen originado en la roca. En estas rocas se requiere una gran cantidad de presión para causar cambios pequeños en su volumen o su porosidad.

La Figura 4.48 (gráfica de *Módulo de Corte vs. Densidad*) mostró un comportamiento similar a la gráfica de la Figura 4.45. Los sedimentos no consolidados con densidades bajas (1.2 – 1.6 gr/cm³) requieren poco esfuerzo cortante para causar una deformación de corte en las rocas. Es decir, que con esfuerzos pequeños se puede ocasionar deformaciones grandes en sedimentos no consolidados.

Los sedimentos con densidades medias ( $1.6 - 1.9 \text{ gr/cm}^3$ ), presentaron una relación no lineal entre el esfuerzo de corte aplicado y la deformación tangencial causada a los sedimentos. En cambio, para las rocas con densidades altas ( $> 1.9 \text{ gr/cm}^3$ ) la relación entre el módulo de Corte y la Densidad fue lineal, en la gráfica se observa que es necesario aplicar grandes cantidades de esfuerzo cortante para causar una deformación tangencial.

La Figura 4.49 (Gráfica del *Módulo de Corte vs. Porosidad*) mostró un comportamiento similar a la gráfica de la Figura 4.46. Los sedimentos no consolidados con porosidades altas ( $70.7 - 50 \%$ ), experimentaron una deformación de corte al aplicar poco esfuerzo cortante. En los sedimentos con porosidades medias ( $50 - 20 \%$ ), la relación fue no lineal entre el esfuerzo cortante aplicado y la deformación tangencial de la roca. En el caso de las rocas con porosidades bajas ( $20 - 10 \%$ ), la relación esfuerzo-deformación es lineal, conforme baja la porosidad de la roca, se requiere mucho mayor esfuerzo cortante, el cual causará deformaciones muy pequeñas.

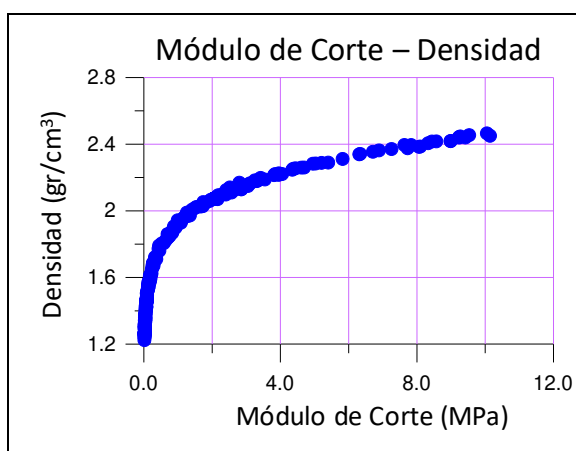


Fig. 4.48 Gráfica de la relación entre el Módulo de Corte y la Densidad de las unidades del sitio.

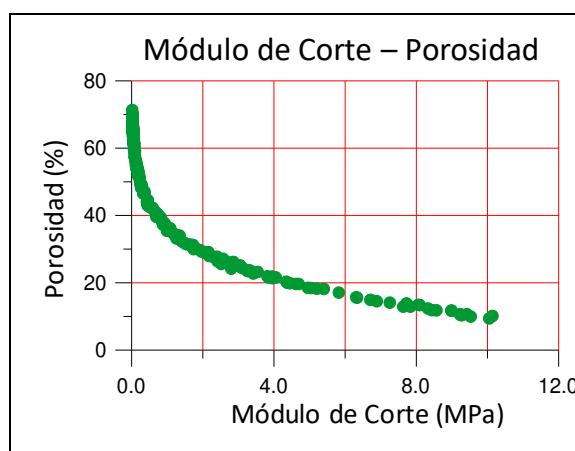


Fig. 4.49 Gráfica de la relación entre el Módulo de Corte y la Porosidad de las unidades del sitio.

Las Figuras 4.50 y 4.51 (gráfica de la *Razón de Poisson vs. Densidad* y gráfica de la *Razón de Poisson vs. Porosidad*) correlacionaron la razón de Poisson con la densidad y la porosidad. La Figura 4.50, indica que los sedimentos no consolidados de densidades bajas ( $1.2 - 1.6 \text{ gr/cm}^3$ ) tienen un rango más amplio de valores de la razón de Poisson, contrario a las rocas

consolidadas con densidades altas ( $1.9 - 2.4 \text{ gr/cm}^3$ ), las cuales presentaron un rango estrecho de valores de Poisson.

Esto indica que las características físicas de los sedimentos no consolidados son mucho más variadas a las de la roca consolidada, mostrando la diversidad de la dinámica de los procesos sedimentarios a nivel de la superficie.

Los factores que influyen en las heterogeneidades de los sedimentos y que originaron la variedad de valores, que se reflejan en la razón de Poisson son: la granulometría, la mineralogía que compone los sedimentos, la densidad, la porosidad, la compactación, el tipo de fluido o gas que satura los poros de la roca y la dinámica de los factores ambientales en la superficie.

En la Figura 4.51, los sedimentos no consolidados con porosidades altas ( $50 - 70.7 \%$ ) presentaron un rango de valores más amplio de la razón de Poisson. Por el contrario, la roca consolidada con porosidades bajas ( $10 - 40\%$ ) presentó un rango de valores más estrecho.

El comportamiento mostrado en la gráfica de *la Razón de Poisson vs. Porosidad* fue muy similar al mostrado por la gráfica de *la Razón de Poisson vs. Densidad*, en donde se observó que los sedimentos no consolidados cercanos a la superficie mostraron un rango mucho más amplio de la razón de Poisson. Esto muestra que, en la superficie del terreno, las unidades tienen una mayor variedad de la porosidad.

Como dato adicional, durante la adquisición de datos en el sitio de estudio; sobre la línea 1, hay una zona en la cual los estudiantes suelen caminar. En consecuencia, el suelo se encuentra más compactado que el resto de la línea. La unidad litológica es exactamente la misma; sin embargo, la diferencia en la compactación del suelo causa cambios físicos en las unidades, y estos cambios se reflejan en los valores de la razón de Poisson.

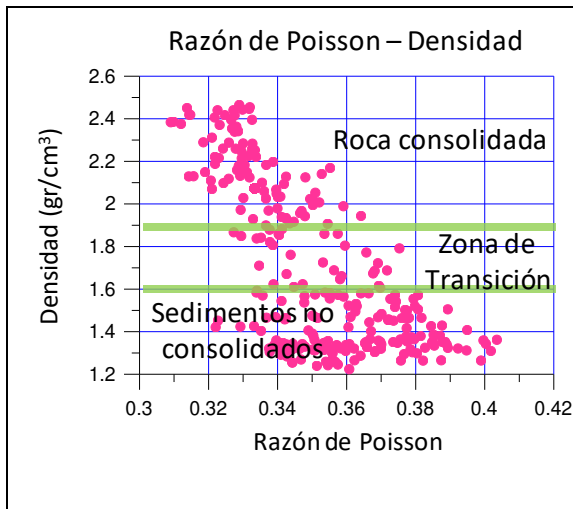


Fig. 4.50 Gráfica de la relación entre la Densidad y la Razón de Poisson.

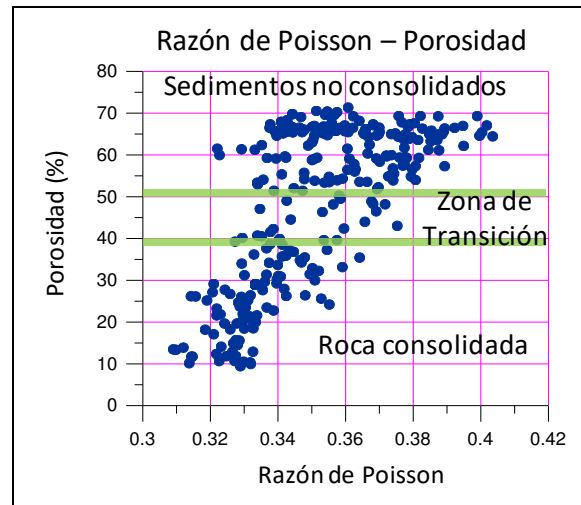


Fig. 4.51 Gráfica de la relación entre la Porosidad y la Razón de Poisson.

#### 4.10 Adquisición de Datos de Resistividad

La adquisición de datos de resistividad eléctrica se llevó a cabo sobre las líneas marcadas en el sitio de estudio de acuerdo con lo descrito en la metodología de trabajo. A continuación, se muestra la imagen de las resistividades aparentes obtenida con los datos de campo adquiridos en la línea 1 (Figura 4.52).

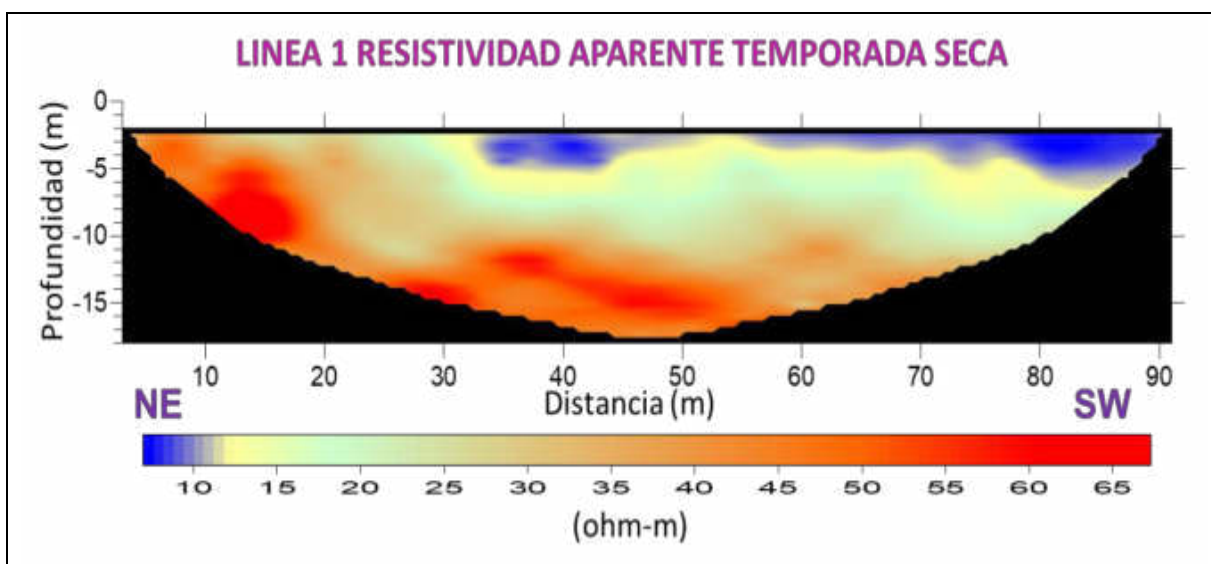


Fig. 4.52 Imagen de resistividad aparente que muestra los datos adquiridos en la Línea 1.

#### 4.11 Preparación e Inversión de Datos de Resistividad Eléctrica

La inversión de datos de resistividad se llevó a cabo por medio del programa comercial **IX1D V3**, distribuido por *Interpex, Limited*. Para efectuar la inversión de resistividad, se realizó previamente una preparación de los datos para adaptarlos al formato requerido por el programa de inversión **IX1D**.

Se efectuó un análisis de los datos de resistividad para verificar su calidad. Los datos obtenidos por el equipo ARES se transfirieron a Excel para graficar los valores de resistividad aparente en cada nivel de medición. Por medio de estas gráficas, se analizaron los datos adquiridos (ohm-m) que mostraron valores anormales a los valores observados en el sitio de estudio. A continuación, se muestran las gráficas con los datos crudos y sus respectivas gráficas con los datos corregidos (Figura 4.53).

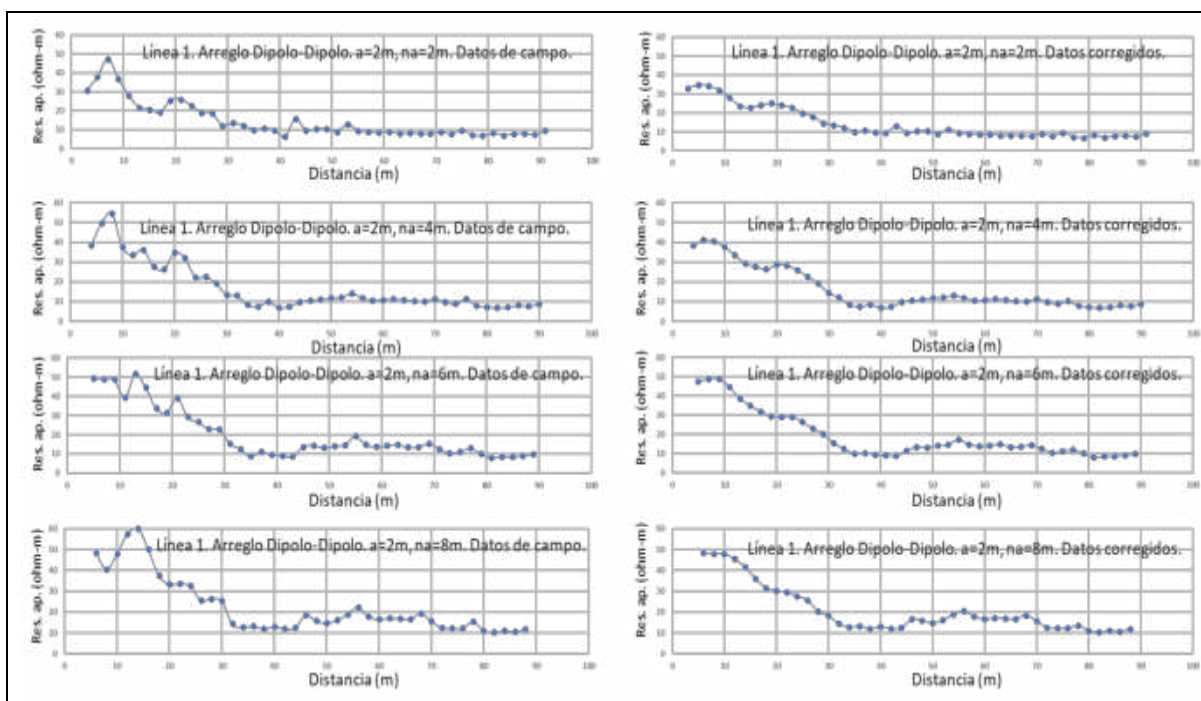


Fig. 4.53 Valores de resistividad aparente por nivel. Datos crudos (izq.), datos corregidos (der.).

Los datos corregidos de resistividad aparente se prepararon en Excel (Figura 4.54) para su introducción al programa IX1D. Además, se graficaron las curvas de resistividad aparente de

cada sondeo eléctrico vertical realizado con el arreglo Dipolo-Dipolo en la línea 1 (Figura 4.55).

Fig. 4.54 Ventana parcial de Excel en donde se realizó la corrección de los datos crudos de resistividad aparente.

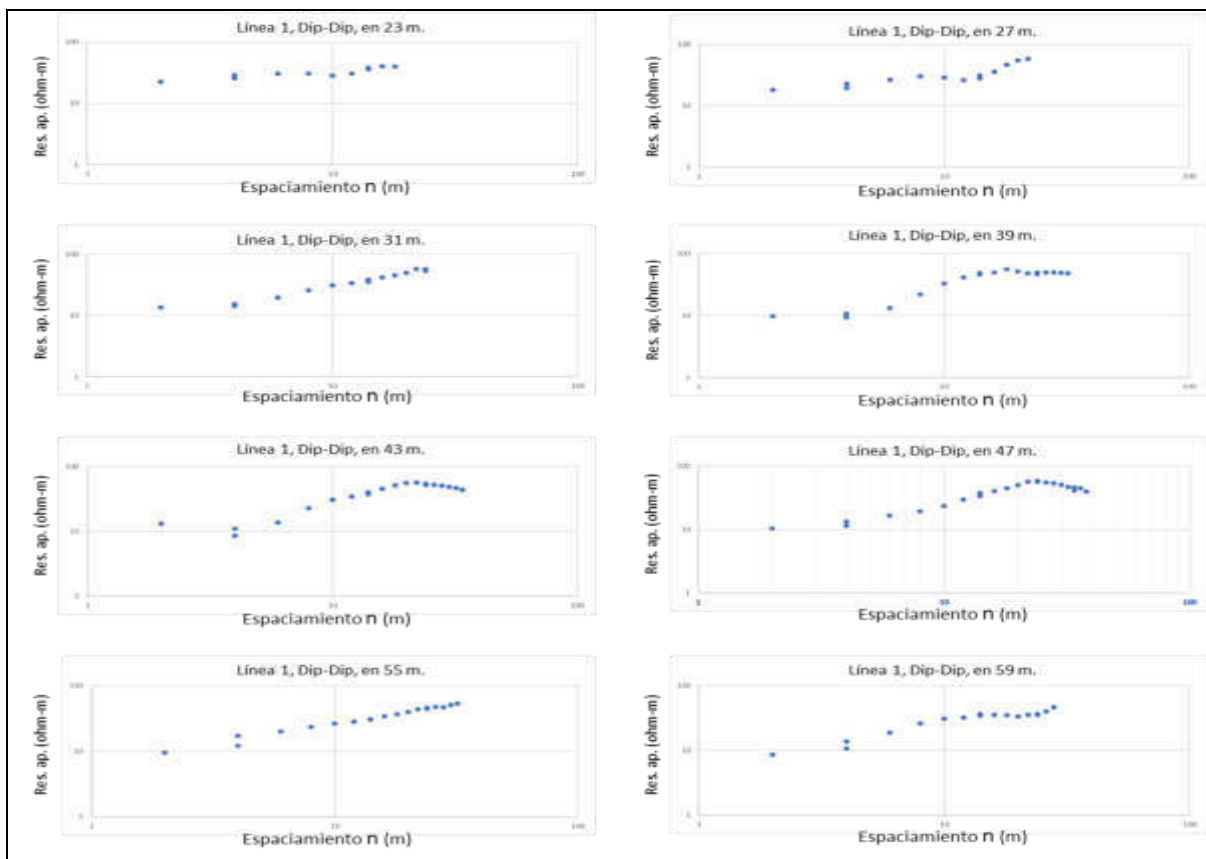


Fig. 4.55 Ventana de Excel con algunas curvas geoelectricas de los SEVs realizados con el arreglo Dipolo-Dipolo en la línea 1.

El programa IX1D V3, resuelve el problema directo y el problema inverso para la resistividad en 1D. Es decir, para sondeos eléctricos verticales (arreglo Dipolo-Dipolo). Sin embargo, este programa efectúa la inversión de los datos de resistividad de cada sondeo de manera individual o si se tiene una serie de sondeos colocados en una línea, el programa realiza la inversión e interpola los resultados de cada sondeo para generar una sección 2D de resistividad. A continuación, se presenta la ventana principal del programa IX1D V3 (Figura 4.56).

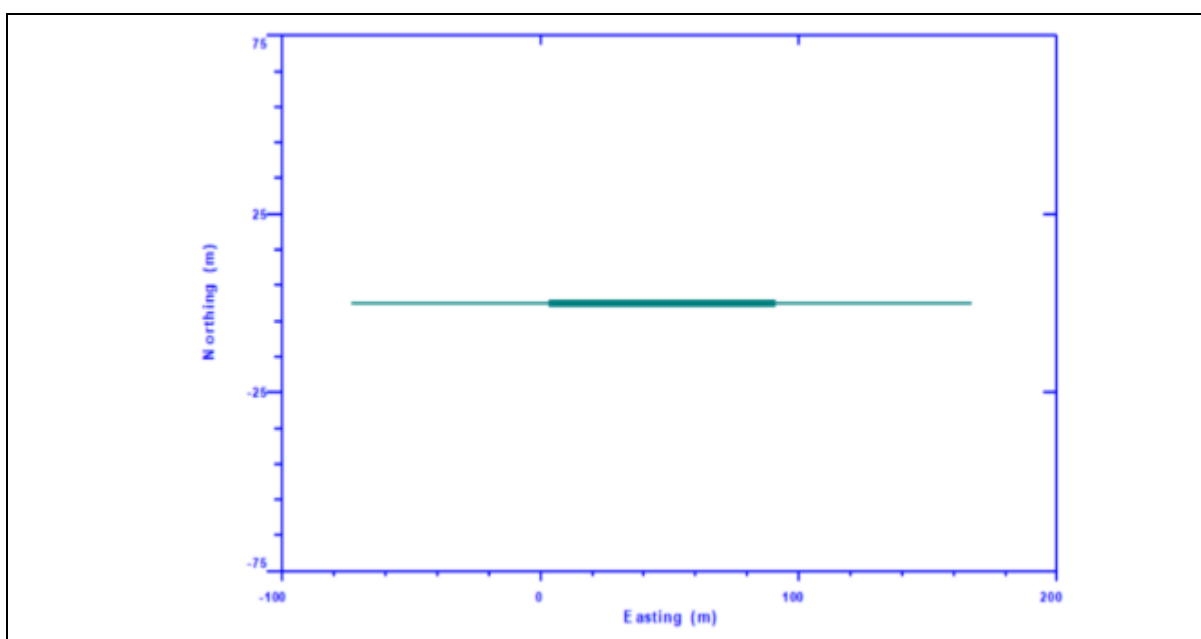


Fig. 4.56 Ventana principal del programa IX1D v3. En la ventana se muestra la orientación de la línea, la ubicación de los SEVs y la longitud total del tendido de cables.

El modelo 2D es realizado por medio del cálculo de las resistividades reales parciales a lo largo de cada sondeo hasta la profundidad de exploración. Por ejemplo, cuando se genera un modelo 2D de las resistividades reales, el usuario puede elegir el número de parcialidades que se desee. Si el usuario determina que se resuelva la inversión con 30 o 40 parcialidades, la inversión generará 30 o 40 secciones pequeñas con resistividades reales para cada sección del sondeo, desde la superficie hasta la profundidad de exploración (Figura 4.57).

Después de que el usuario introduce los datos de resistividad del sondeo, el usuario propone un modelo de acuerdo con lo observado en las curvas geoelectricas para efectuar el proceso del problema directo (Forward), al terminar el cálculo, se visualiza el error entre el modelo propuesto y el modelo generado.

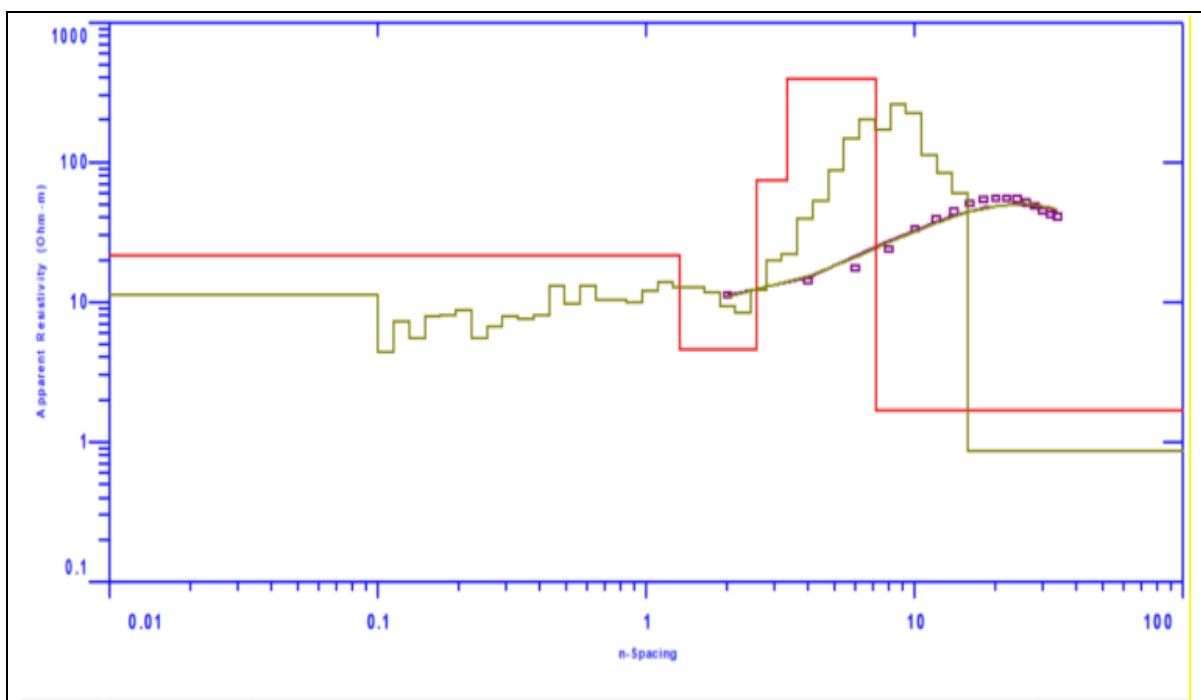


Fig. 4.57 Ventana del programa IX1D v3 donde se efectúa la inversión de cada sondeo eléctrico vertical de la línea 1 (localizado a 43 m sobre la línea 1).

Este proceso se efectúa por medio de varias iteraciones. En cada una de ellas se va mejorando el modelo, con lo que se va reduciendo el error. También se tiene la opción de que el programa genere el modelo. Sin embargo, esto no es del todo conveniente (Figura 4.57).

Cuando ya se tiene el modelo de capas (líneas rojas), el usuario puede solicitar que el programa genere un modelo suavizado de resistividades reales parciales (líneas doradas) (Figura 4.57). En este caso, se calcularon las resistividades reales de cada sección parcial del sondeo para 40 capas (líneas doradas). Siempre que se realiza la inversión, ya sea del modelo de capas o el modelo suavizado (parcialidades) en la parte inferior de la pantalla aparecen el error calculado en porcentaje, es decir el RMS para cada modelo del sondeo. En este caso



aparece 5 capas con un RMSE de 10.11 %, y 40 capas suavizadas con un RMSE de 10.52 % (Figura 4.57).

Posteriormente, el usuario elige los sondeos que formarán parte del perfil de resistividad (Figura 4.58). La ubicación de cada sondeo se carga para que el programa efectúe la interpolación de las resistividades reales para configurar el perfil de resistividades 2D. De tal forma, que de acuerdo con la ubicación de los sondeos (distancias) y la profundidad de exploración, el programa configura el perfil de resistividades reales.

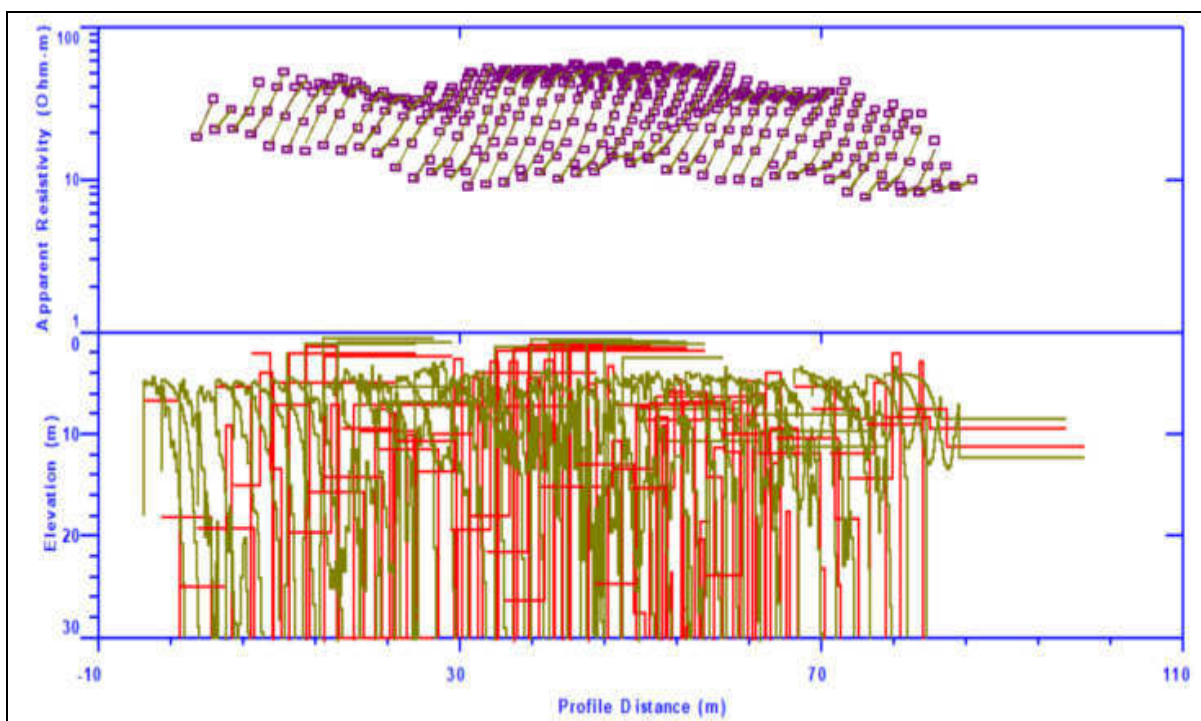


Fig. 4.58 Ventana del programa IX1D donde se observan las curvas de los datos de cada uno de los sondeos en la línea 1 (superior) y los modelos de cada sondeo obtenidos de la inversión de datos (inferior).

Después de la inversión de todos los sondeos que integran la línea, el programa realiza la interpolación de toda la línea. Sin embargo, el programa está limitado para manipular los parámetros de la interpolación y de presentación del perfil. Por lo cual se utilizó el programa *Surfer* (Golden software, s.f.) que tiene un mayor número de opciones para la interpolación y una amplia gama de colores.

#### 4.12 Obtención de Imágenes de Resistividad Eléctrica

Después de la inversión de los datos de resistividad eléctrica, se obtuvieron las imágenes de resistividad, las cuales se realizaron con el programa *Surfer* (Golden software, s.f.).

La adquisición de los datos de resistividad se llevó a cabo en dos tiempos diferentes. La primera se efectuó en temporada de sequía y la segunda se hizo después de un periodo de tres días de intensa lluvia (tormenta tropical Arlene) cuando aún el subsuelo se encontraba saturado con agua meteórica. En los dos periodos en que se tomaron los datos, se cuidó que los electrodos estuvieran colocados exactamente en los mismos puntos para evitar diferencias en los valores que pudieran originarse al colocar los electrodos en puntos diferentes.

En las siguientes imágenes se observa la distribución de la resistividad eléctrica en la línea 1 del sitio de estudio. Con el fin de observar con mayor detalle los cambios de resistividad, se realizaron dos imágenes de resistividad eléctrica con diferentes escalas de colores (Figuras 4.59 y 4.60).

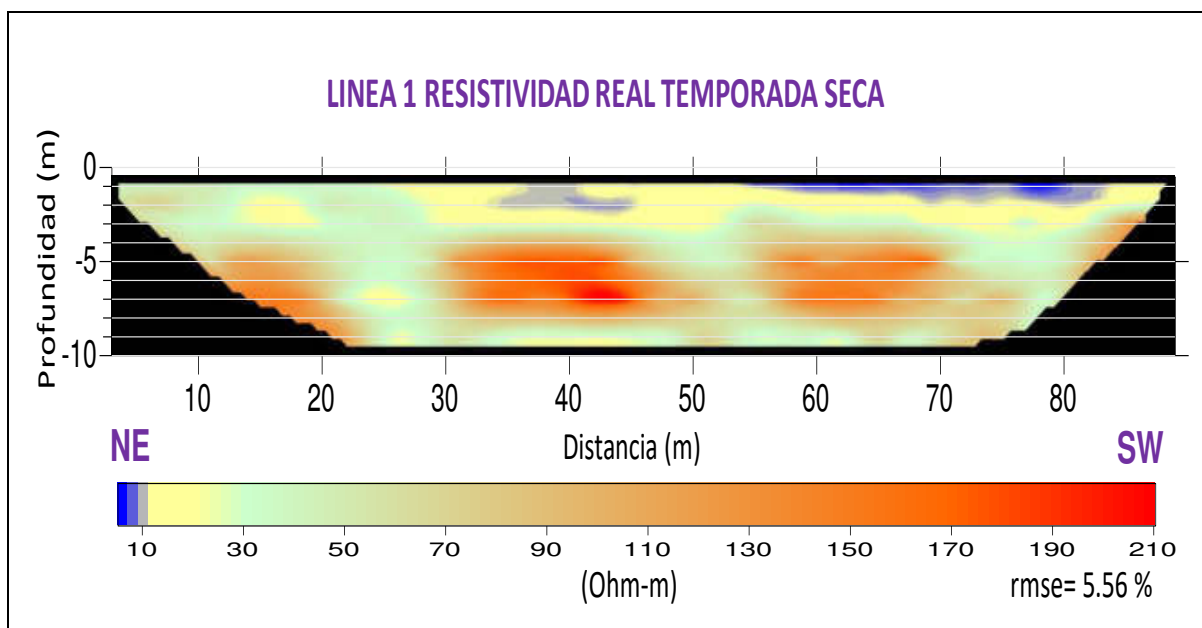


Fig. 4.59 Imagen de resistividad de las unidades litológicas en la línea 1. Aparecen estructuras *lenticulares* a una profundidad aprox. de 3.0 – 8.5 m (lutita calcárea) con resistividad eléctrica alta (170 – 210 ohm-m) (naranja).

En las imágenes anteriores, se observó en la superficie algunas áreas con valores de 5 – 20  $\Omega\text{m}$  en color azul y amarillo (Figura 4.59) y en colores rojo y amarillo claro (Figura 4.60), que corresponden a la Unidad B. La Unidad A se observó en la superficie, a la izquierda de la imagen en el tramo de 0 – 30 m a lo largo de la línea 1 (verde-gris) (Figura 4.59) y en color verde-amarillo (Figura 4.60), con valores de resistividad de 40 – 60  $\Omega\text{m}$ .

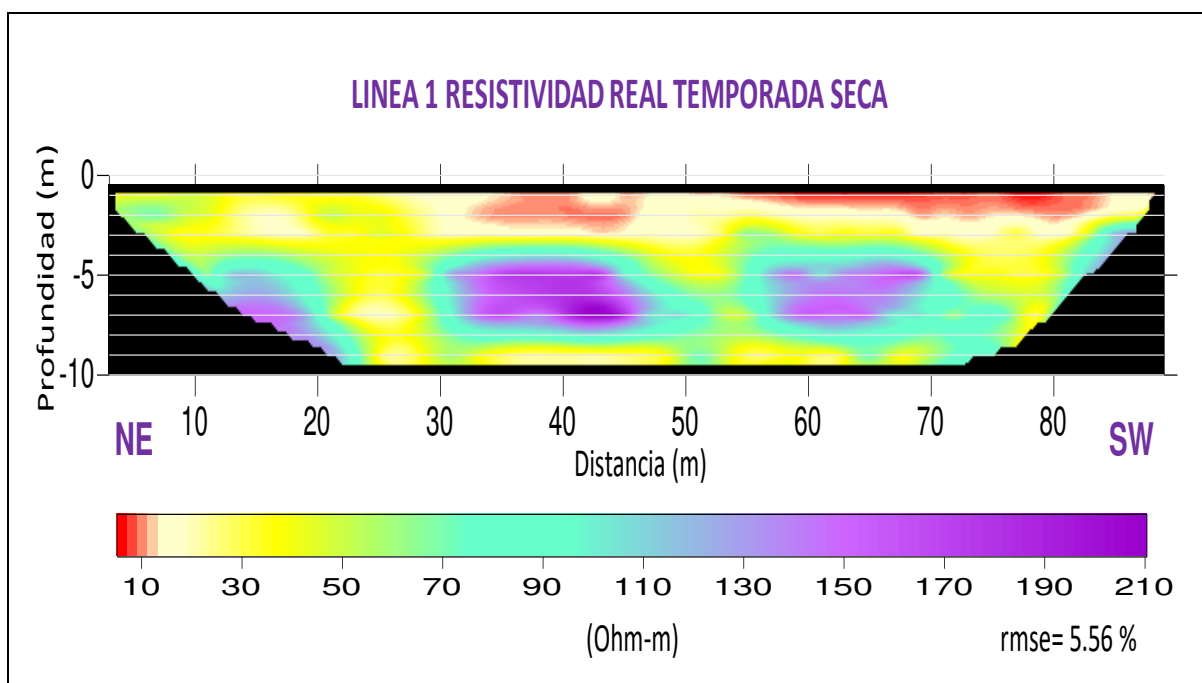


Fig. 4.60 Imagen de resistividad de la línea 1 con diferente escala de colores. Las estructuras *lenticulares* (lutita calcárea) se ubicaron a una profundidad aprox. de 3.0 – 8.5 m de profundidad (verde-morado).

Por debajo de estas dos unidades se localiza la Unidad C, con valores de 25 – 40  $\Omega\text{m}$ , siendo una unidad de poco espesor que aparece a lo largo de la imagen. Esta unidad aparece en color verde (Figura 4.59) y en color amarillo intenso en la Figura 4.60.

La roca consolidada (Unidad D) tiene un amplio rango de valores de resistividad, desde 80 – 210  $\Omega\text{m}$ . Esta unidad se encuentra subyaciendo a la Unidad C, a una profundidad aproximada de 2 – 3 m. En las imágenes de resistividad se observaron zonas de alta resistividad a una profundidad de 3.0 – 8.5 m, las cuales forman estructuras geológicas de tipo *lenticular* constituidas por lutita calcárea (naranja) (Figura 4.59) y de color verde y morado en la Figura 4.60, las cuales están alineadas horizontalmente y tienen valores de resistividad de 80 – 210

$\Omega m$ . Por debajo de estas estructuras, se encontraron valores de resistividad de 30 – 40  $\Omega m$ , lo cual confirma la presencia de agua subterránea en la roca consolidada.

Las imágenes anteriores de resistividad se realizaron con datos tomados en la temporada de sequía. Tres meses después, se presentó un evento atmosférico de tres días de lluvias intensas (tormenta tropical Arlene), lo cual se aprovechó para repetir las mediciones de resistividad y observar los cambios causados en los valores de resistividad del subsuelo debido a la saturación del agua meteórica en las unidades.

Las imágenes de las Figuras 4.61 y 4.62, mostraron cambios en los valores de la resistividad eléctrica. El valor de resistividad se unificó en todos los sedimentos no consolidados hasta la frontera de la roca consolidada constituida por lutita y lutita calcárea, marcándose de manera clara esa frontera.

La única excepción se observó en unas zonas superficiales reducidas, ubicadas en los intervalos de 30 – 50 m y de 60 – 90 m sobre la línea 1, con valores menores de 10  $\Omega m$  (azul en la Figura 4.60 y rojo en la Figura 4.61). En estas zonas mencionadas, se observó que tanto en la temporada de sequía, como después de las lluvias; el valor de la resistividad se conservó prácticamente igual ( $>10 \Omega m$ ) lo que indica que el agua infiltrada fluye con mayor rapidez; es decir, la unidad geológica tiene alta permeabilidad.

Otro cambio importante, fue el hecho de que aumentara el valor de la resistividad a lo largo de las estructuras *lenticulares*; además, se observó que en la parte central de la línea 1 (30 – 52 m), la resistividad aumentó a los costados y hacia debajo de la estructura *lenticular* central (Figuras 4.61 y 4.62).

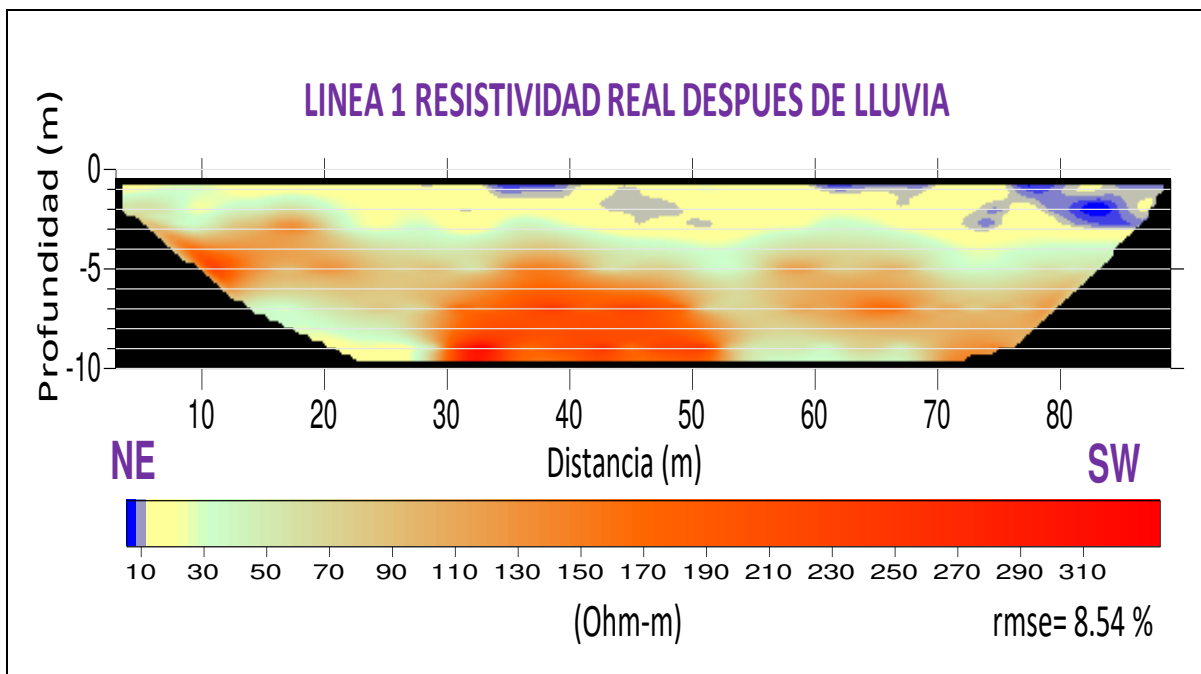


Fig. 4.61 Imagen de resistividad de la línea 1 después de 3 días de lluvias intensas.

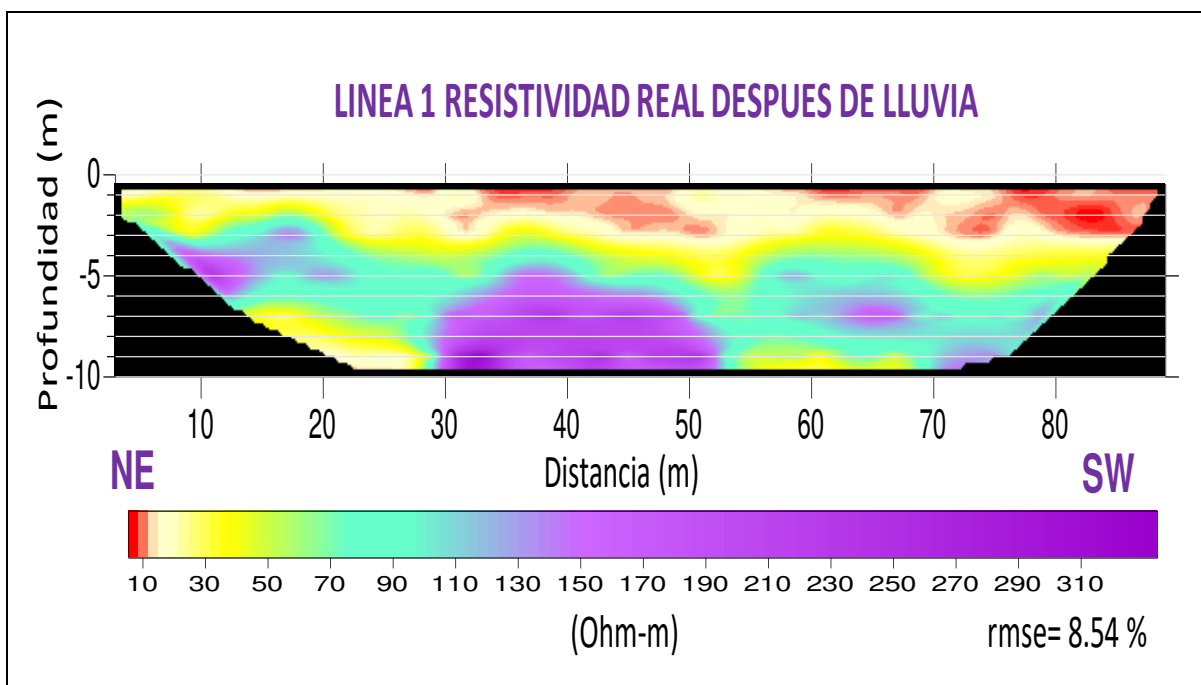


Fig. 4.62 Imagen de resistividad de la línea 1 después de 3 días de lluvias intensas con una escala de colores diferente.

#### 4.13 Análisis de los Cambios de Resistividad Eléctrica en la Temporada de Sequía y en la Temporada de Lluvia

En la línea 1, se obtuvieron dos imágenes de resistividad. En la primera, se tomaron datos de resistividad eléctrica en temporada de sequía donde las unidades más superficiales se encontraron sin saturación de agua (información geotécnica y geológica) hasta una profundidad en donde se ubicó el nivel freático. La segunda, cuyos datos se adquirieron después de la tormenta tropical “Arlene”, en donde se registraron intensas lluvias (tres días de lluvia), con una precipitación > 300 mm de agua, en donde la saturación del subsuelo fue prácticamente del 100 %. A continuación, se presenta el mapa de la comisión Nacional del Agua en donde se muestran las precipitaciones originada por la tormenta tropical Arlene (Figura 4.63).

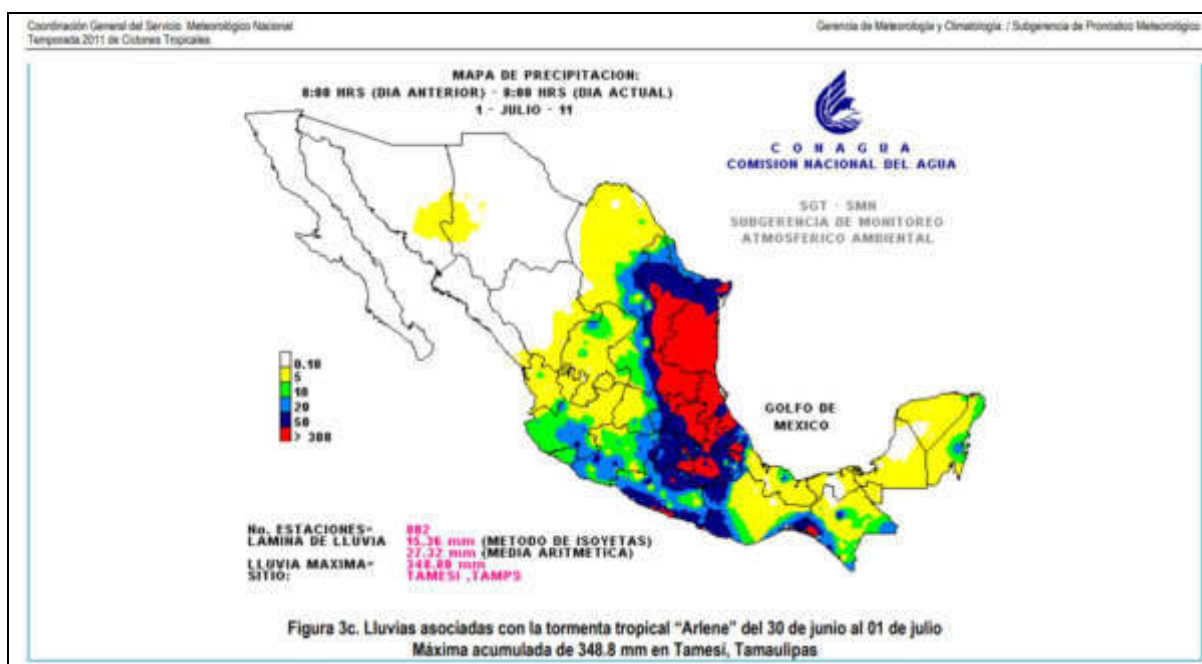


Fig. 4.63 Mapa de precipitación de las lluvias asociadas con la tormenta tropical “Arlene” del 01 de julio de 2011 (Hernández-Unzón y Bravo-Lujano, 2011).

El objetivo fue, comparar las diferencias de resistividad eléctrica entre la imagen de resistividad eléctrica antes de las lluvias (Figura 4.64a) y la imagen de resistividad después

de ellas (Figura 4.64b), las imágenes mostraron las diferencias de las resistividades eléctricas, y éstas muestran parte del mecanismo del flujo del agua meteórica que se infiltra al subsuelo. De igual forma proporciona información sobre la permeabilidad de las unidades.

Analizando la imagen de la Figura 4.64a en la parte izquierda (3 – 28 m), no muestra una distinción clara de las unidades no consolidados, el resto de ella (28 – 89 m) muestra una clara diferencia entre los sedimentos no consolidados y la roca consolidada.

Para identificar los sedimentos no consolidados y por otro lado la roca consolidada, se trazó una línea punteada azul oscuro en la imagen de la Figura 4.64a, la cual se estableció como base en esta imagen de resistividad eléctrica (temporada de sequía). Posteriormente, en la imagen de la Figura 4.64b, se superpuso esa misma línea azul oscuro para observar que el límite entre los sedimentos no consolidados (amarillo) y la roca consolidada (verde) se desplazado hacia abajo.

De esta manera, se observó que el límite de los sedimentos no consolidados (Unidades A, B y C) se desplazó en relación con la línea punteada que aparece en la Figura 4.64a. Esto se debe a que las unidades A, B y C se saturaron con agua meteórica. Además, la parte inferior de la Unidad C, está formada por una zona de transición en donde se identificó que la lutita esta fracturada, lo que forma fragmentos de lutita y lutita calcárea y cuyas fracturas se han saturado con agua meteórica, por lo que el valor de la resistividad eléctrica cambia, haciendo que parezca que el límite de los sedimentos no consolidados se ha desplazado hacia la zona de transición (Figura 4.64b).

También se observó un cambio muy notorio en la parte de la superficie de las imágenes, en donde se tienen valores de 5 – 12  $\Omega\text{m}$  (azul). Posiblemente, este cambio se debe a un cambio rápido de la saturación del agua en esas zonas, ya que en la superficie existen algunas áreas con sedimentos muy porosos, con espacios grandes entre sus granos. Esto ocasiona una infiltración más rápida del agua meteórica (Figura 4.64b).

Llama la atención observar que en la parte central de la línea 1 (32 m – 48 m) en la Figura 4.64a, la estructura *lenticular* con alta resistividad eléctrica (naranja) experimentó cambios importantes. Por un lado, sus valores de resistividad aumentaron después de las lluvias,



estando aún saturado el subsuelo con agua meteórica. Por otro lado, sus dimensiones también cambiaron. Lateralmente, la estructura *lenticular* aumentó (29 m – 54 m). Verticalmente, la estructura no experimentó un cambio importante en su parte superior; sin embargo, se observó que la parte inferior de la estructura se profundizó, aumentando su dimensión (Figura 4.64b).

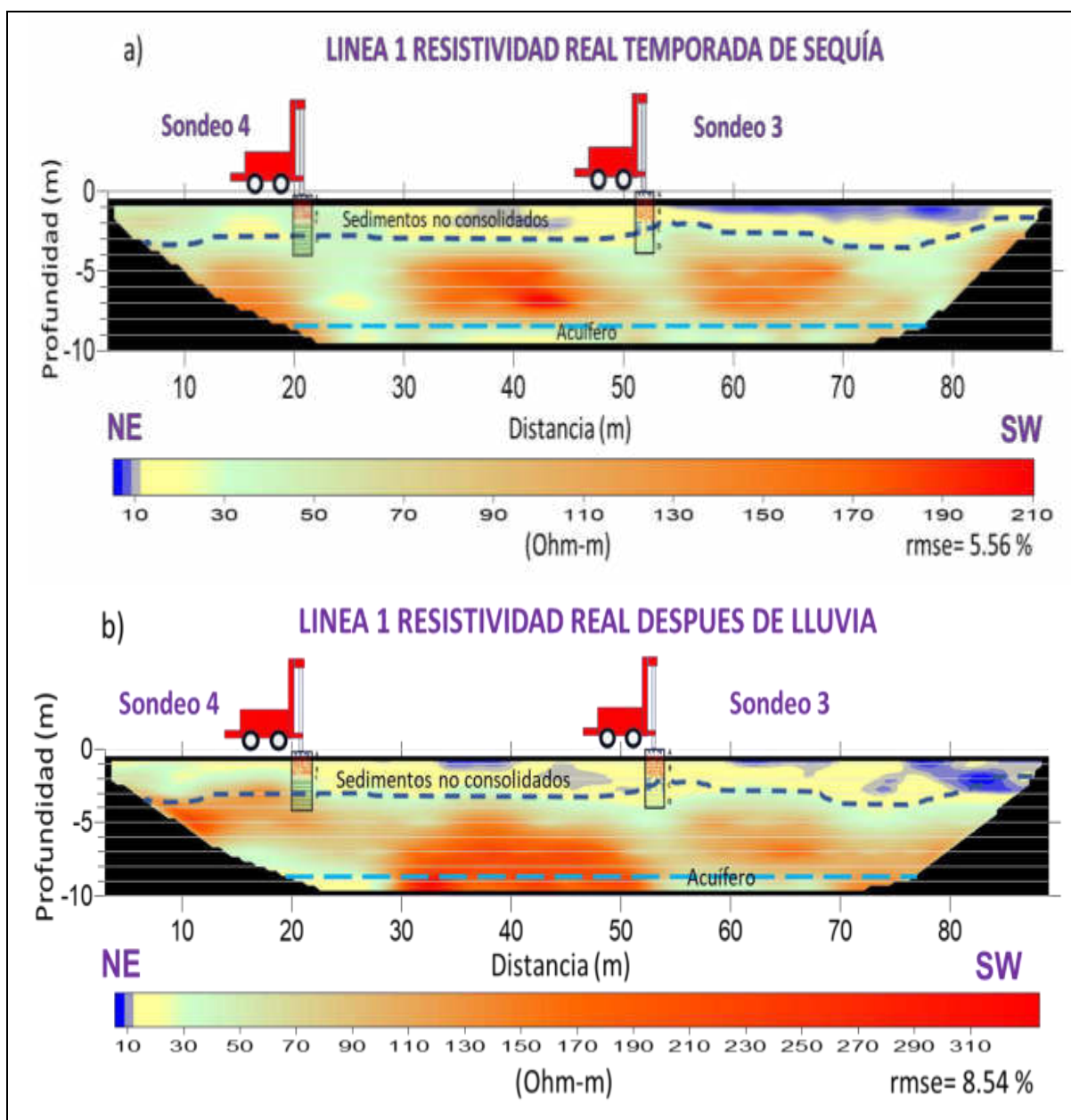


Fig. 4.64 Imagen de valores de resistividad en temporada de sequía (a) y en temporada de lluvia (b) de la línea 1. Así como el lugar en donde se realizaron los sondeos geotécnicos.



Se esperaría que, la geometría de las estructuras *lenticulares* permaneciera igual, ya que estas son rocas formadas por lutita calcárea poco porosa y la infiltración de agua no causaría cambios significativos. Aún más extraño es el aumento de la resistividad que se registró cuando el subsuelo se encontraba saturado con agua meteórica.

Después de analizar las imágenes de resistividad eléctrica en la temporada de sequía y después de las lluvias (Figuras 4.64 a y b), se realizaron unas nuevas imágenes cambiando el rango de los valores de resistividad y los colores, para poder distinguir con mayor claridad los cambios estructurales; es decir, su geometría y la disposición espacial de las unidades (Figura 4.65 a y b).

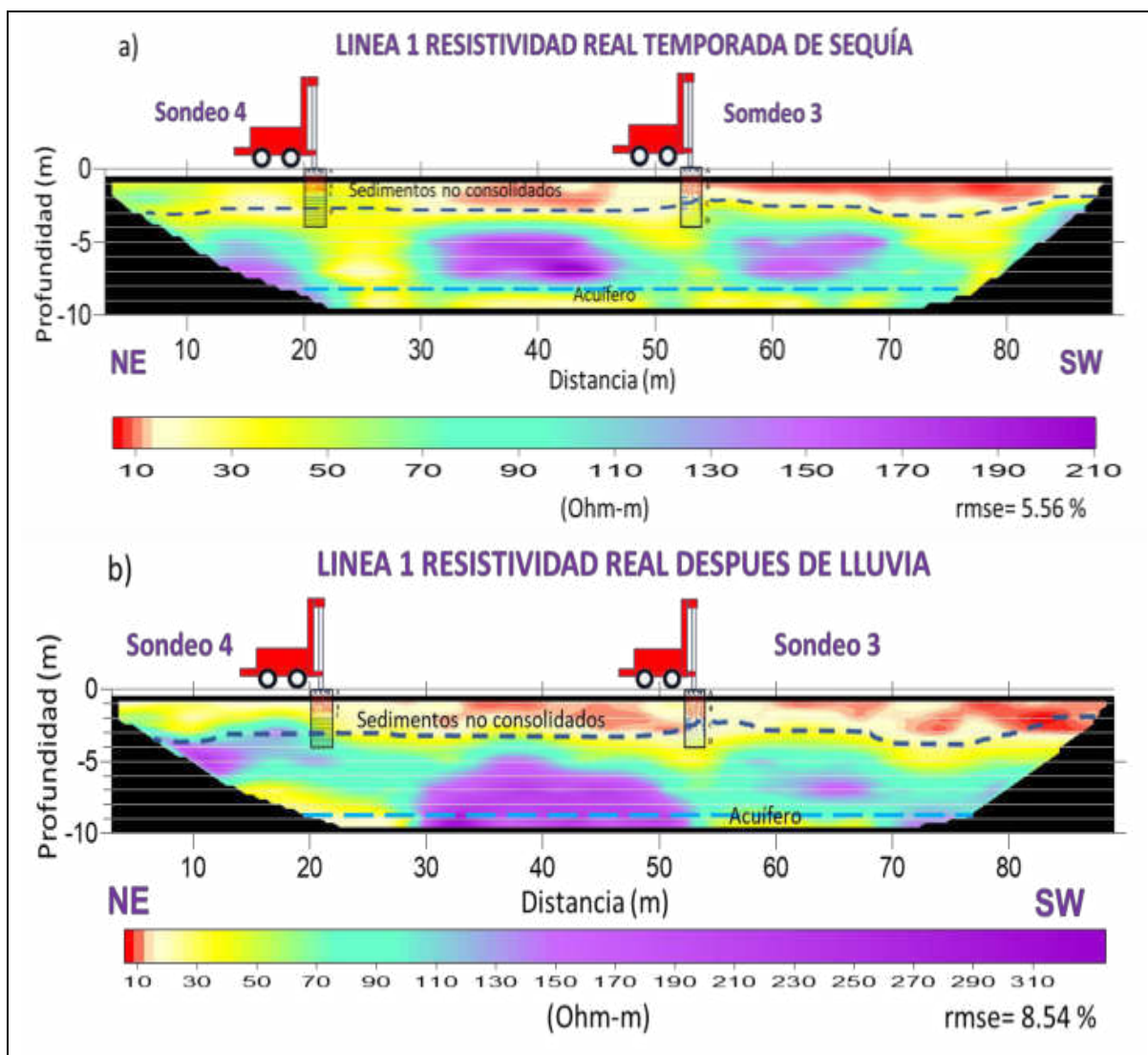


Fig. 4.65 Imagen de resistividad eléctrica de la línea 1 con diferentes rangos de valores y diferentes colores, en donde se puede apreciar la geometría de las estructuras con mayor claridad.

En la Figura 4.65 a y b, se observaron con mayor claridad los cambios de los límites de las unidades, así como los cambios en los valores de resistividad provocados por la saturación del agua meteórica.

#### **4.14 Correlación de Imágenes de Resistividad Eléctrica con Información Geológica del Sitio de Estudio**

Para comparar la similitud y diferencias de los resultados de las imágenes de resistividad eléctrica y la información geológica proporcionada por los sondeos geotécnicos y trincheras, se realizaron una serie de ampliaciones de las imágenes de resistividad (Figuras 4.64 y 4.65), en donde se analizó cada una de las ampliaciones.

En las Figuras 4.66a y 4.67a, no se observaron similitudes entre las imágenes de resistividad y la información geológica. En las imágenes de resistividad se observó una sola unidad; sin embargo, en el sondeo geotécnico, se distinguieron 4 unidades. Cabe aclarar, que la unidad A se ubica en la parte más superficial del suelo y es muy delgada, por lo que no se observa. Sin embargo, las unidades B, C y D deberían aparecer.

En las Figuras 4.66b y 4.67b, se observó el límite entre los sedimentos no consolidados y la roca consolidada. Sin embargo, los límites de las unidades A, B y C no presentaron una buena similitud con la información geotécnica.

En las Figuras 4.66c y 4.67c, se observó una mejor definición entre las unidades no consolidadas y la roca consolidada. La saturación de agua en los sedimentos no consolidados y en la zona de fracturas, ayuda a que la resistividad de éstos sea más uniforme. En este caso, se podría pensar que la información geotécnica no coincide con el modelo de resistividad, ya que en éste aparece un solo rango de valores. Sin embargo, esto se debe a que las unidades se encuentran totalmente saturadas con agua meteórica.

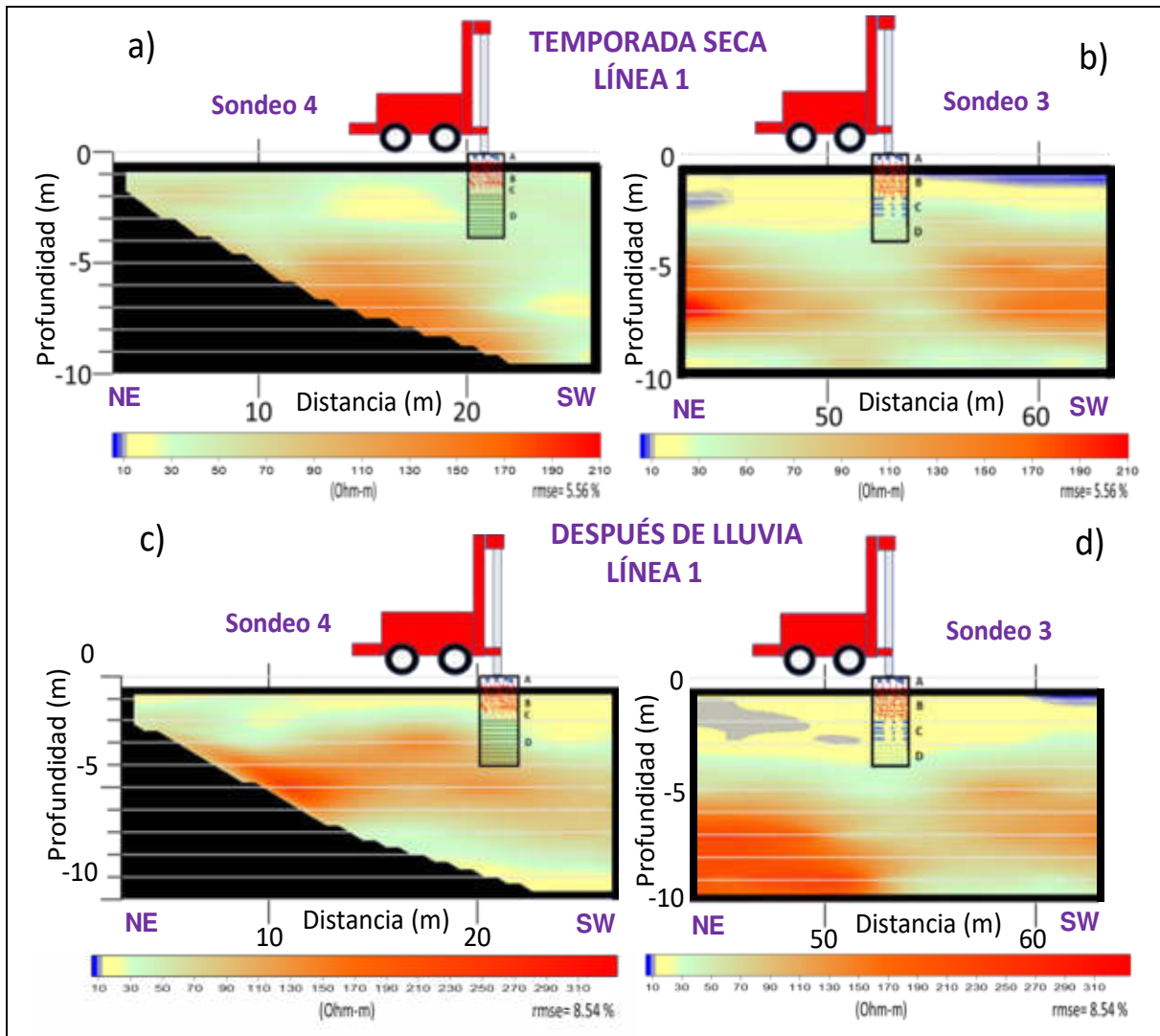


Fig. 4.66 Secciones ampliadas de las imágenes de resistividad realizadas en la Fig. 4.64 (a y b) temporada de sequía, (c y d) temporada de lluvia.

En las imágenes de las Figuras 4.66d y 4.67d, se observó que el valor de la resistividad eléctrica de las unidades B y C tienden a homogenizarse, obteniendo un solo rango de valores de resistividad para las unidades no consolidadas y en la zona de transición. De igual manera, los límites de las unidades no son muy acordes con la información geológica.

En la Figura 4.67d, se observó que la saturación de agua alcanzó una profundidad aprox. de 4 m en el sitio donde se realizó el sondeo geotécnico 3. Indicando que las unidades no consolidadas y la zona de transición identificadas en el sondeo, están saturadas con agua en el momento en que se tomaron los datos de resistividad eléctrica.

En la Figura 4.67c, se observó que la saturación de agua alcanzó hasta una profundidad aproximada de 2.5 m en donde se realizó el sondeo geotécnico 4, lo que indicó que a partir de esa profundidad, la roca consolidada no es tan porosa como para permitir el flujo de agua. Sin embargo, el flujo de agua hacia mayores profundidades se hace a través de las zonas fracturadas localizadas entre las estructuras *lenticulares*.

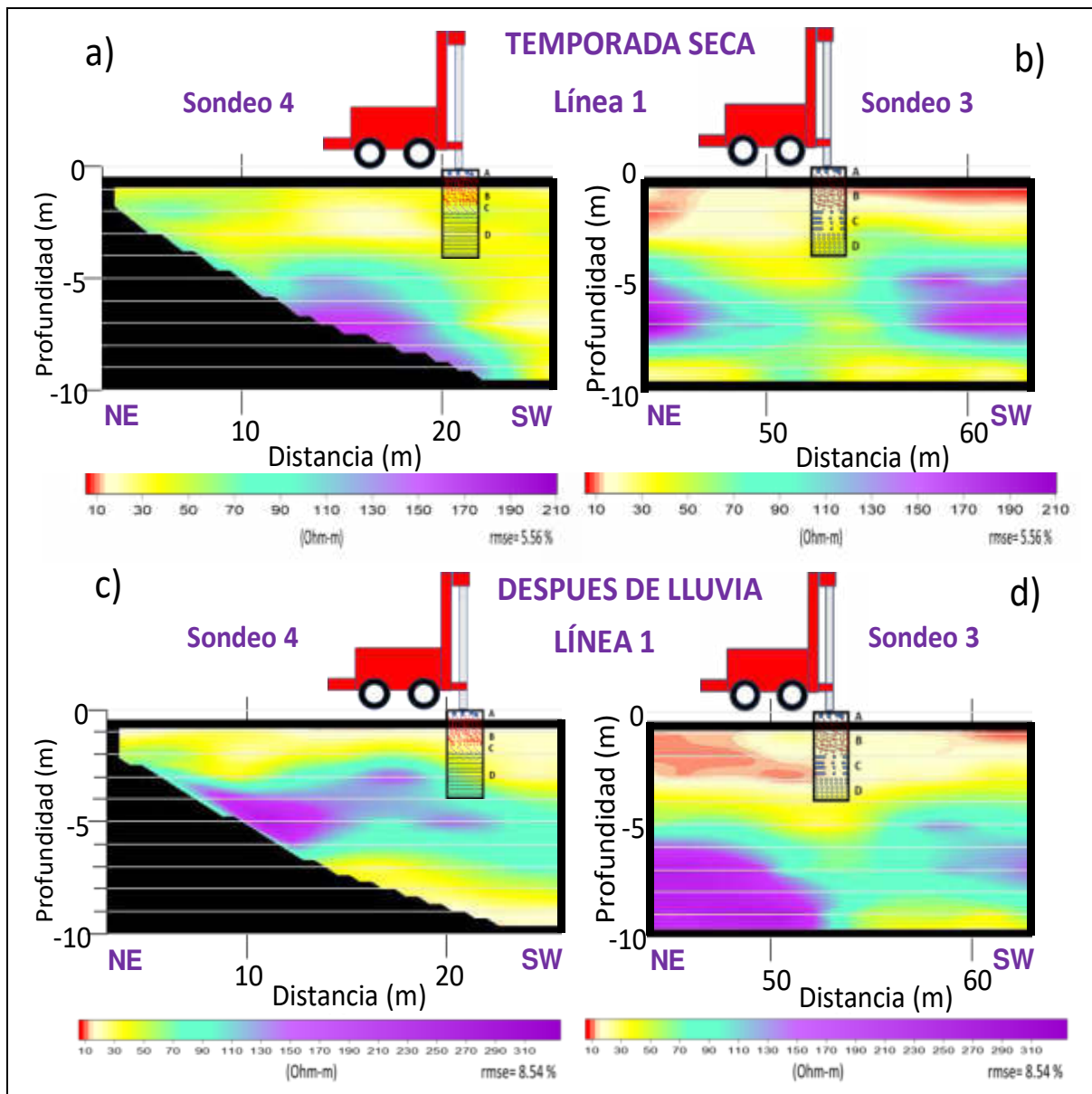


Fig. 4.67 Secciones ampliadas de las imágenes de resistividad realizada en la Fig. 4.65 en la temporada de sequía (a y b) y secciones ampliadas de la imagen de resistividad en la temporada de lluvia (c y d).

En las Figuras 4.66d y 4.67d se observa una comunicación ubicada entre las estructuras *lenticulares*, existiendo una conexión de los niveles superiores e inferiores a estas estructuras *lenticulares* en donde el agua puede fluir hacia niveles inferiores para alcanzar el nivel freático del agua subterránea.

Muy posiblemente, este flujo de agua es el que recarga al acuífero local, el cual se encuentra ubicado a partir de una profundidad aproximada de 8.5 m. Esta profundidad varía durante el año debido a los periodos de lluvia y sequía (Figura 4.68).

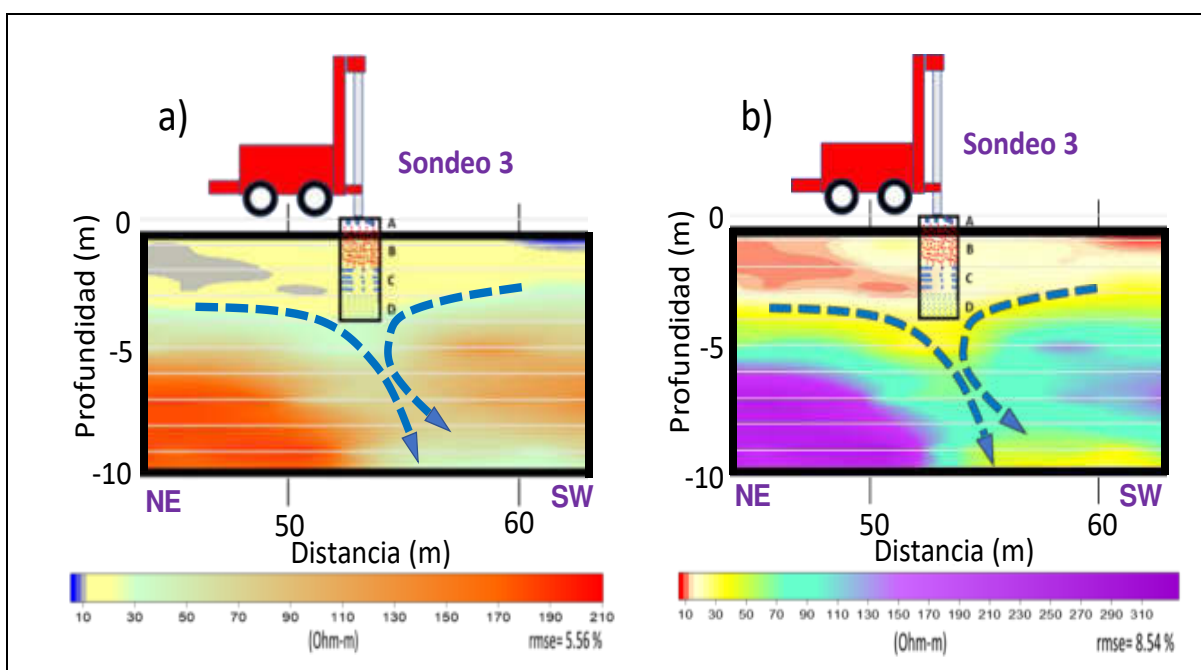


Fig. 4.68 Imagen del posible flujo del agua meteórica (líneas punteadas azules) hacia el acuífero local. Las imágenes a y b tienen diferente rango de colores para resaltar detalles en la distribución de la resistividad real.

#### 4.15 Correlación de Imágenes de Resistividad Eléctrica con Imágenes Sísmicas del Sitio de Estudio

Con el propósito de evaluar las cualidades de las imágenes sísmicas y de resistividad, se realizó una correlación entre ellas para observar sus concordancias y sus diferencias. Para realizar este comparativo; fue necesario establecer, cuál de los dos métodos geofísicos resulta más exacto con la información geológica del sitio para que se establezca como referencia.

De acuerdo con la información geológica proporcionada por los sondeos geotécnicos y las trincheras, se estableció que las imágenes sísmicas fueron las más concordantes hasta una profundidad de 4 m (sondeos geotécnicos).

Si se comparan las imágenes sísmicas ( $V_p$  y  $V_s$ ) y la imagen de resistividad (ambas imágenes tomadas en temporada de sequía), en general se observa que la geometría de las unidades es similar. En la parte superior de ambas imágenes se observó el límite de las tres unidades no consolidadas (A, B y C) con el límite de la roca consolidada (D), la cual se ubica a una profundidad aproximada entre 2 y 3 m. El límite superior de la Unidad D se señaló con una línea negra (Figuras 4.69a y 4.70a).

Las estructuras *lenticulares* también se observaron en las dos imágenes de resistividad, en un intervalo aproximado de 3 a 8 m de profundidad. En ella, se observaron 4 estructuras, mismas que aparecen en la imagen sísmica. La imagen sísmica tiene más cobertura horizontal, por lo que se observaron 5 estructuras *lenticulares*. De manera general, se observó que las dos imágenes son similares en cuanto a la información que proporcionan (Figuras 4.69 y 4.70).



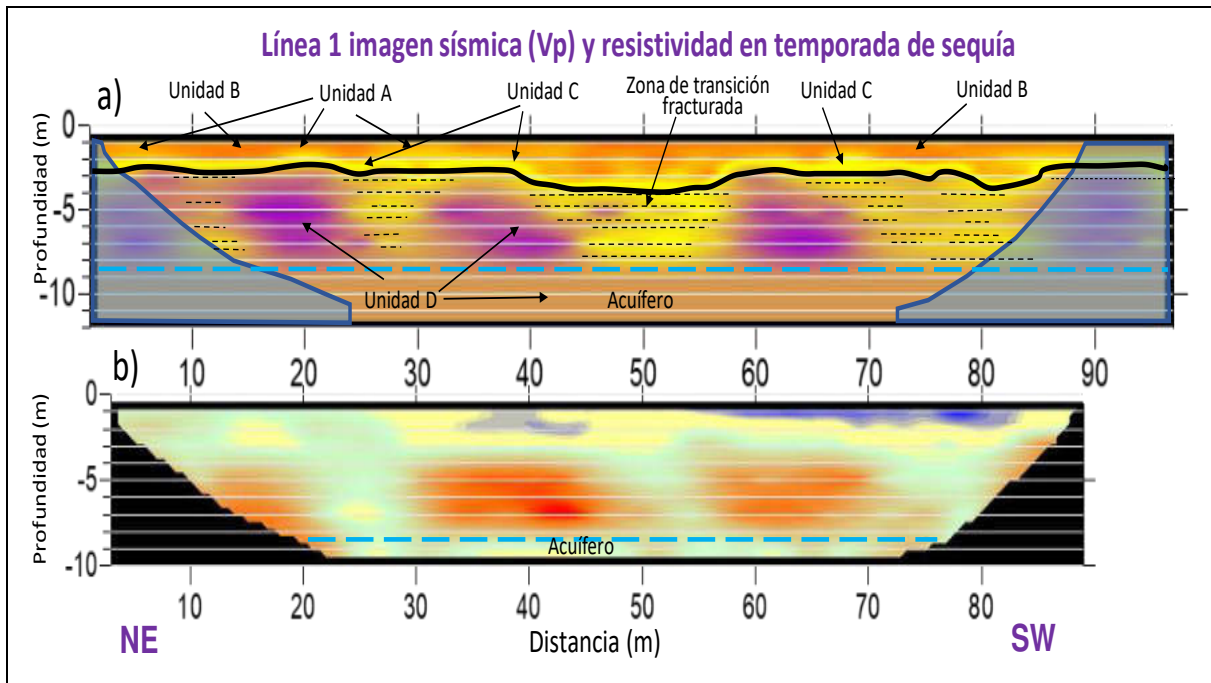


Fig. 4.69 Imagen sísmica  $V_p$  (a), y de resistividad (b). Se observan las similitudes entre ambas estructuras *lenticulares* identificadas por la sísmica y la resistividad eléctrica.

Después de mencionar las similitudes entre ambas imágenes, es necesario mencionar sus diferencias. En este aspecto, se observó que la distribución de las unidades no consolidadas no tiene similitud en ambas imágenes (sísmica y resistividad). Es más complicada la definición de las unidades no consolidadas en las imágenes de resistividad, especialmente en el intervalo de 2 – 30 m a lo largo de la línea 1 (Figuras 4.69b y 4.70b).

Las imágenes sísmicas  $V_p$  y  $V_s$  tienen una mayor cobertura, ya que éstas mostraron detalles del subsuelo de 0 – 98 m a lo largo de la línea 1 (Figuras 4.69a y 4.70a). No es así para las imágenes de resistividad (Figuras 4.69b y 4.70b), las cuales mostraron detalles de 3 – 88 m a lo largo de la línea 1. En las imágenes sísmicas, se observaron cinco estructuras *lenticulares* y en las imágenes de resistividad, solo aparecen cuatro estructuras. Verticalmente, están ubicadas en un intervalo de 2.5 – 8 m de profundidad para las imágenes sísmicas y de 3.5 – 9 m de profundidad para las imágenes de resistividad. En general, estas diferencias están dentro de una aceptable tolerancia.

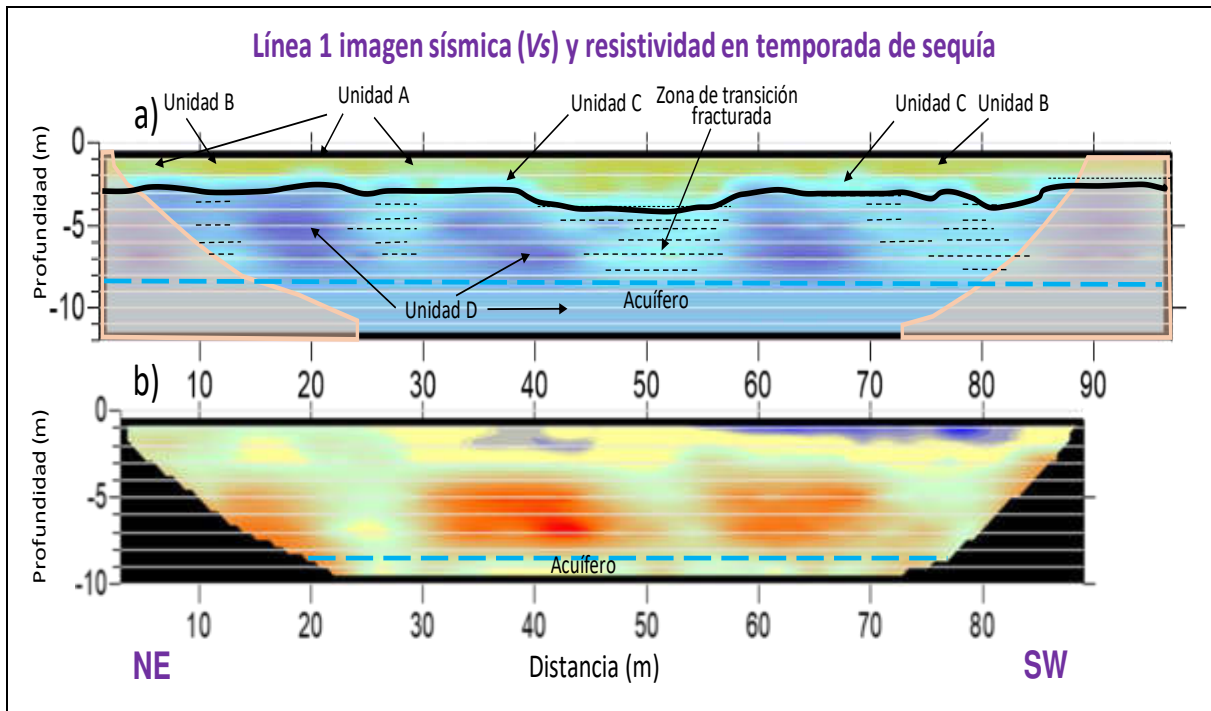


Fig. 4.70 Imagen sísmica ( $V_s$ ) y de resistividad eléctrica en donde se observan las similitudes de las estructuras *lenticulares* identificadas por ambos métodos geofísicos.

Asimismo, el nivel freático del agua subterránea en la zona se ubica por debajo de las estructuras *lenticulares*, entre 8 – 9 m de profundidad. Sin embargo, si se analizan lateralmente las estructuras (horizontal), ya se observa una mayor diferencia.

Por ejemplo, si se consideran las dos estructuras centrales de las imágenes sísmicas  $V_p$  y  $V_s$ , se observó que la primera estructura se localizó en las imágenes sísmicas entre 32 – 45 m a lo largo de la línea (Figuras 4.69a y 4.70a). En cambio, en las imágenes de resistividad se localizó entre 30 – 48 m (Figuras 4.69b y 4.70b). La segunda estructura se localizó en las imágenes sísmicas entre 57 – 70 m (Figuras 4.69a y 4.70a) y en las imágenes de resistividad se localizó entre 55 – 71 m (Figuras 4.69b y 4.70b).

A partir de lo anterior, se estableció que el método de resistividad eléctrica representa las estructuras *lenticulares* más largas que las mostradas por el método sísmico (Figuras 4.69 y 4.70), siendo una diferencia notable, lo cual se debe a la naturaleza del método, ya que los campos eléctricos son influenciados por estructuras aledañas en el subsuelo. En especial, el arreglo Dipolo – Dipolo es más sensible a los cambios laterales, así como susceptible a la



influencia de estructuras laterales existentes en el medio (*p. ej.*, las estructuras *lenticulares*) (Figuras 4.69 y 4.70).

Ahora, analizando las dimensiones de las estructuras *lenticulares* que aparecen en las imágenes de sísmica y de resistividad eléctrica, se puede cuantificar las diferencias de los resultados aportados por cada uno de los métodos utilizados (Figura 4.70 a y b).

Estructura *lenticular* ubicada a 40 m a lo largo de la línea 1.

En la imagen sísmica, la estructura tiene 6 m de espesor en el eje vertical y una longitud de 14 m en el eje horizontal. La misma estructura en la imagen de resistividad tiene 5 m en el eje vertical y 18 m en el eje horizontal (Figura 4.71 a y b).

La estructura en la imagen de resistividad disminuyó en un 16.6 % en el eje vertical con relación a la imagen sísmica. Por otro lado, la estructura en la imagen de resistividad aumentó un 28.57 % en el eje horizontal con relación a la imagen sísmica.

Estructura *lenticular* ubicada a 65 m a lo largo de la línea 1.

La estructura en la imagen sísmica tiene un espesor de 6.5 m en el eje vertical y una longitud de 14 m en el eje horizontal. La misma estructura en la imagen de resistividad aparece con dimensiones de 5.5 m en el eje vertical y 16 m en el eje horizontal (Figura 4.71 a y b).

De tal forma, que la estructura en la imagen de resistividad disminuyó en un 15.38 % en el eje vertical con relación a la imagen sísmica. Por otro lado, la estructura en la imagen de resistividad aumentó en un 14.28 % en el eje horizontal con relación a la imagen sísmica.

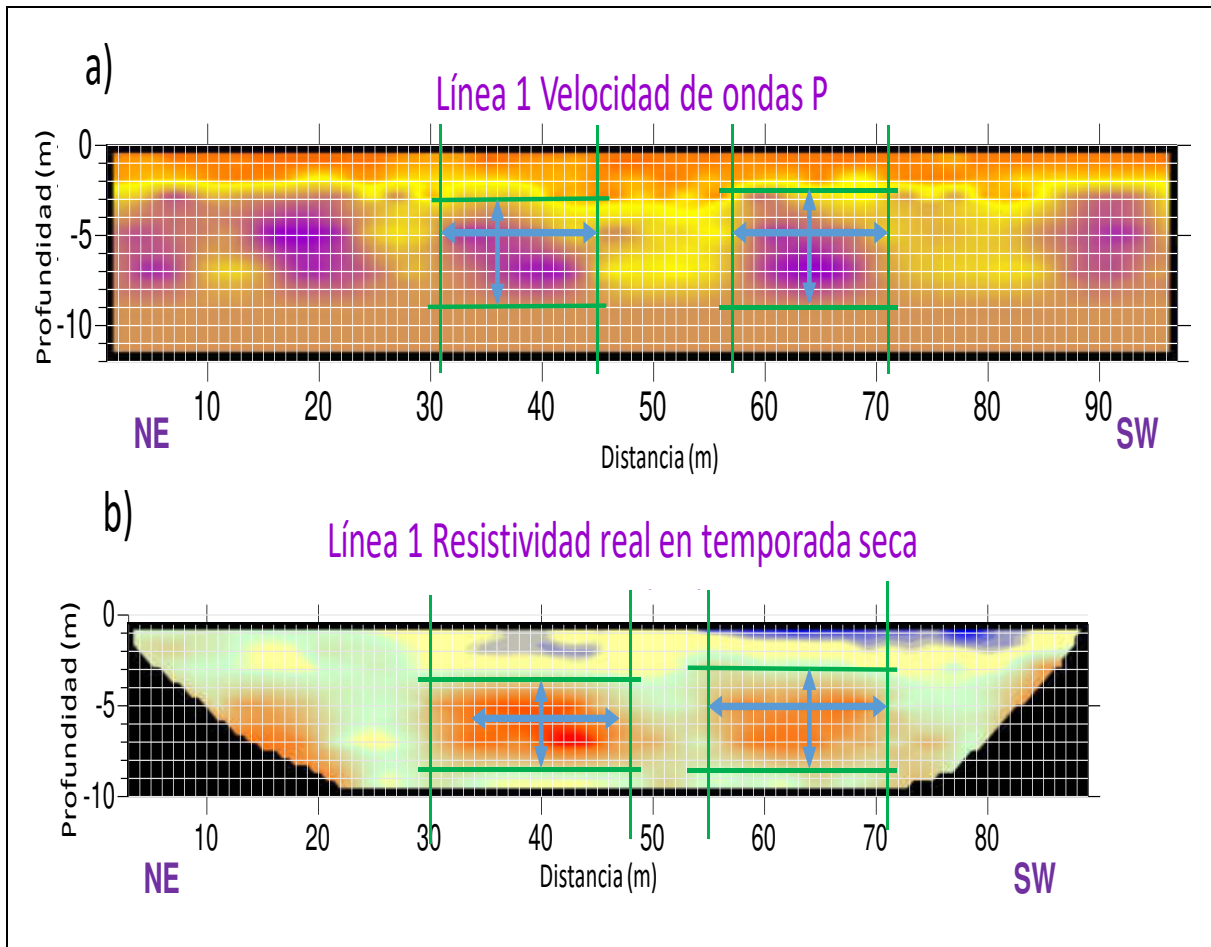


Fig. 4.71 Imagen sísmica y de resistividad eléctrica que muestra las dimensiones de las estructuras *lenticulares*. a) anomalías sísmicas, b) anomalías de resistividad eléctrica.

Se observó, que las estructuras *lenticulares* descritas anteriormente, presentaron diferentes dimensiones en las imágenes sísmicas y de resistividad eléctrica. Las dos estructuras analizadas en la imagen de resistividad disminuyeron en el eje vertical con relación a la imagen sísmica en un rango de 15 – 16 %.

También se observó, que las estructuras en la imagen de resistividad eléctrica aumentaron en el eje horizontal en un rango de 15 – 28 % con relación a la imagen sísmica, por lo que se observó una mayor distorsión de la estructura en el eje horizontal.

Esta distorsión, se debe a la influencia de las otras estructuras laterales *lenticulares*, ya que el arreglo Dipolo–Dipolo es sensible a este tipo de cambios laterales.

Más adelante se muestran las secciones ampliadas de las imágenes sísmicas y de resistividad, a las cuales se les añadió la información geológica obtenida por los sondeos geotécnicos realizados en esos puntos. De esta manera, se puede observar los detalles de la geología del sitio en las imágenes.

Se puede observar que la imagen sísmica es más similar o cercana a la información geológica proporcionada por el sondeo geotécnico 4. Los límites de las unidades litológicas presentan un mejor ajuste (Figura 4.72a). Las unidades B, C y D del sondeo geotécnico coinciden con lo que se muestra en la imagen sísmica.

A diferencia de lo anterior, la imagen de resistividad eléctrica no mostró una estratificación clara en los primeros metros de profundidad en la línea 1 (20 m a lo largo de la línea). En la imagen de resistividad, las unidades A, B y C, aparecieron como una sola capa, por lo que se identificó como una correlación no coincidente a la litología observada en las trincheras realizadas en el sitio (Figura 4.72b).

Este fenómeno se explica en la teoría de la inversión, en donde los métodos geofísicos pueden ser lineales o no-lineales ([Kern, 2016](#)). Los problemas inversos lineales son menos complejos en la obtención de los resultados, lo cual se refleja en una solución más cercana a la realidad ([Stolt y Weglein, 2012](#)).

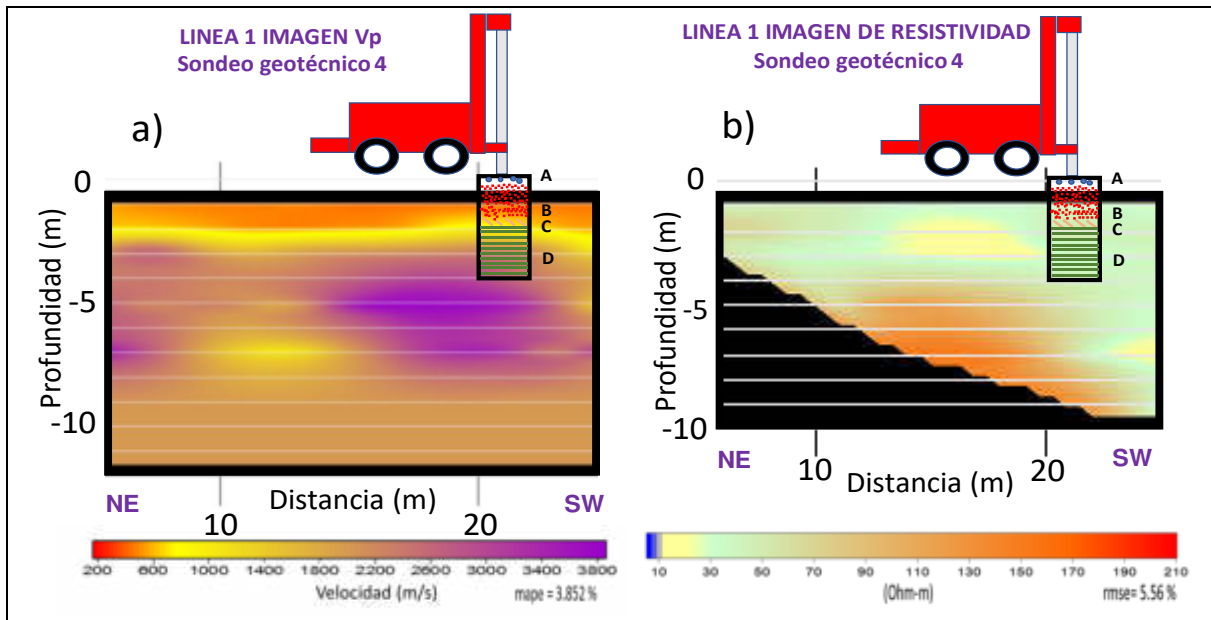


Fig. 4.72 Imagen sísmica y de resistividad eléctrica con los detalles de la información geológica del sondeo geotécnico 4.

Por otro lado, cuando se tienen varias capas muy delgadas, generalmente el método de resistividad eléctrica no alcanza a realizar una buena distinción de las capas, tomándolas como una sola capa con un valor promedio de la resistividad. Además, el método de resistividad es del tipo de problema inverso no-lineal, lo cual es matemáticamente más complejo para encontrar la solución (Sen et al., 2012; Ojo et al., 2018).

La naturaleza de los métodos de resistividad y de sísmica son diferentes (física y matemáticamente), por lo que la solución también tiene diferente alcance (resolución y exactitud). Es por esta razón, que las diferencias mostradas en la solución de la inversión de cada método, se debe a la naturaleza o principio de cada uno de ellos.

De acuerdo con los resultados obtenidos en este trabajo, el método sísmico es más exacto y tiene una mejor resolución que el método de resistividad eléctrica. Para que el método de resistividad tienda a ser más coincidente con los resultados del método sísmico, es necesario tratar la geometría del modelo discretizado (matriz  $\mathbf{G}$ ) de una forma más compatible con la geometría del modelo discretizado de sísmica.

Se observó que la imagen sísmica sigue siendo más coincidente con la información geológica proporcionada por el sondeo geotécnico 3. Los límites de las unidades geológicas se ajustaron mejor (Figura 4.73a), observando que las unidades B, C y D del sondeo geotécnico coinciden con la imagen sísmica.

Contrario de lo anterior, la imagen de resistividad eléctrica no mostró una estratificación clara en este punto de la línea 1 (54 m), por lo que no se tiene una buena correlación litológica de los sedimentos no consolidados con lo reportado por el sondeo geotécnico 3 (Figura 4.73b).

De manera general, las imágenes de resistividad eléctrica representan aceptablemente la geología del subsuelo en el sitio de estudio. Bajo este criterio, tanto las imágenes sísmicas como las de resistividad representan aceptablemente los detalles del subsuelo. Sin embargo, la imagen sísmica ofrece una mayor exactitud de la geometría y de la distribución de los sedimentos no consolidados y de la roca consolidada; como es el caso de la unidad D (Figura 4.73).

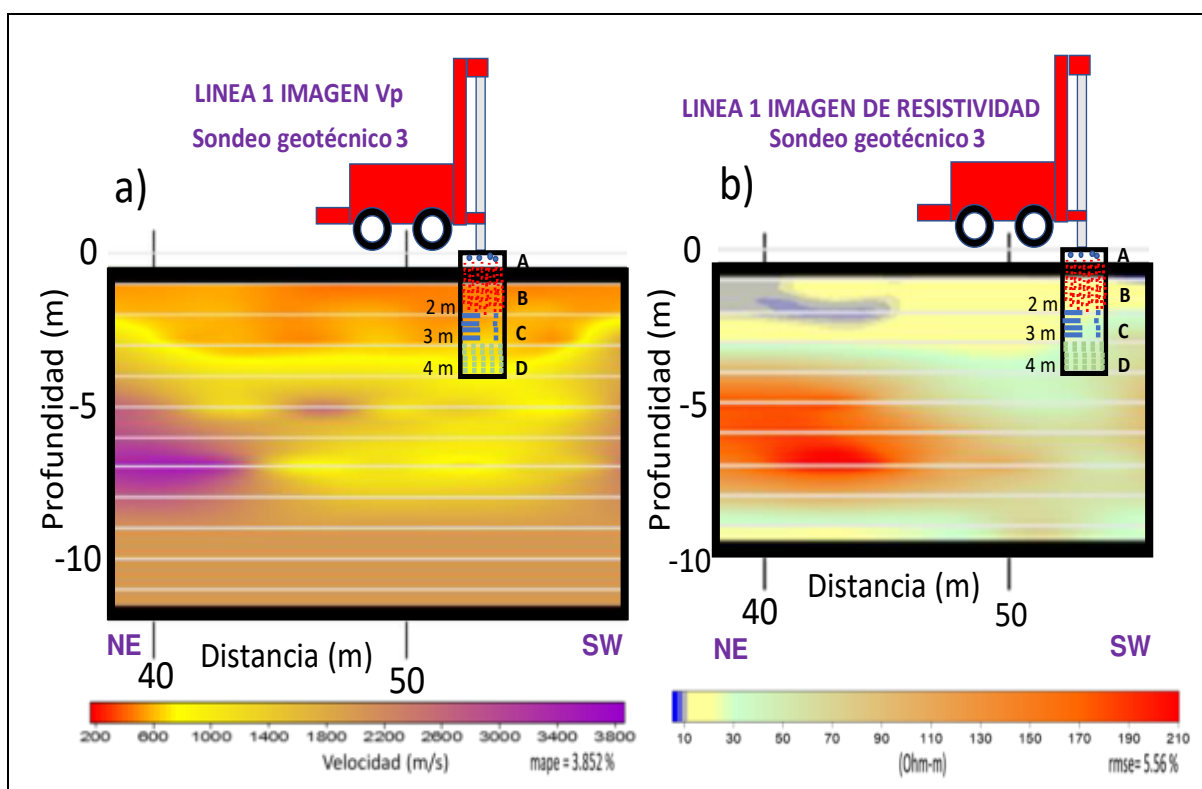


Fig. 4.73 Imágenes sísmica y resistividad eléctrica con los detalles de la información geológica del sondeo geotécnico 3.

A continuación, se muestra la imagen sísmica – resistividad eléctrica, en donde se colocaron las imágenes de sísmica y resistividad en las mismas coordenadas espaciales para observar las coincidencias y diferencias en un diferente espectro de colores (Figura 4.74 a, b y c).

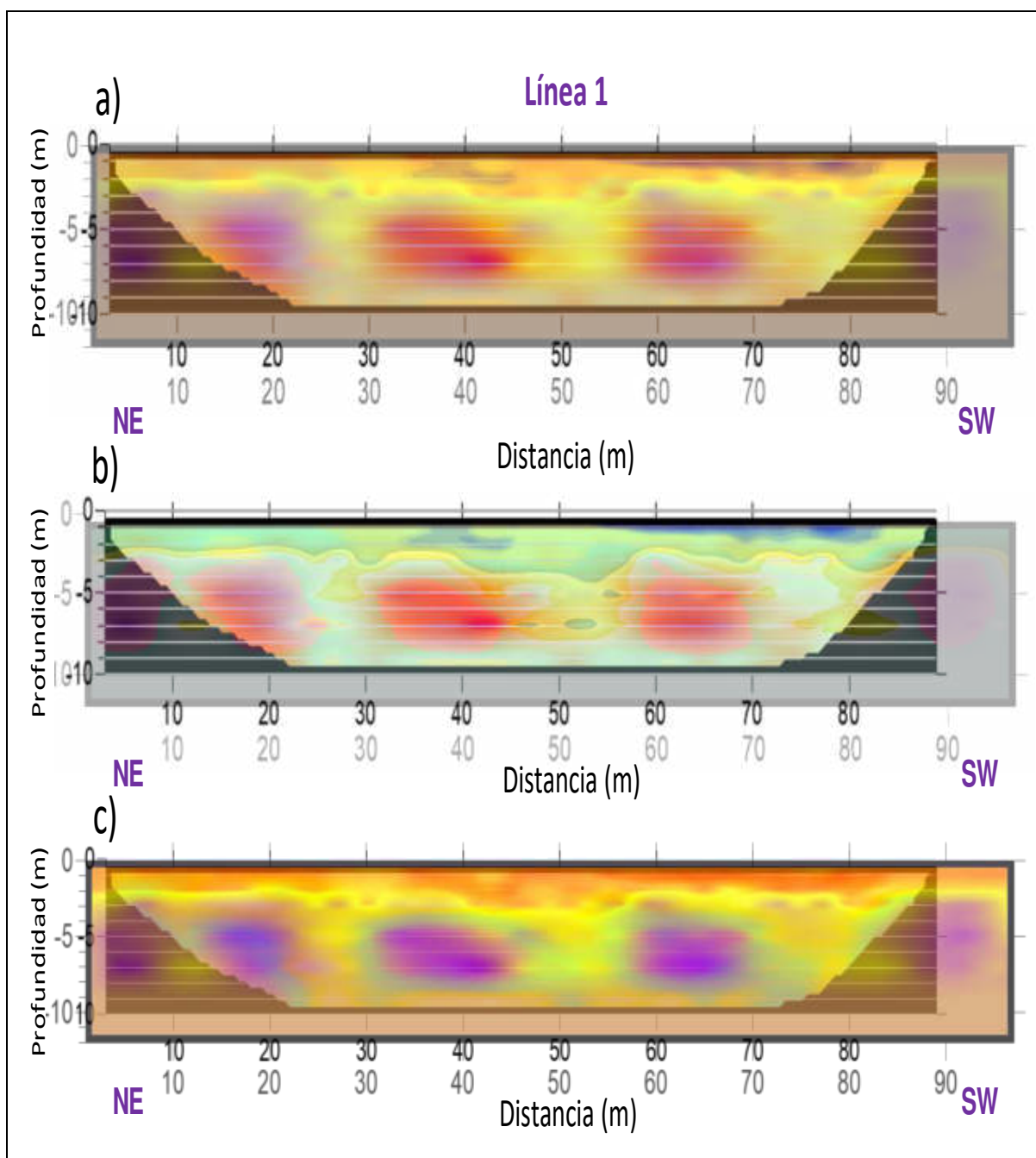


Fig. 4.74 Combinación de tres imágenes sísmicas y tres imágenes de resistividad con diferentes tonos de colores de la línea 1. Las estructuras *lenticulares* en las imágenes coinciden aceptablemente en sus dimensiones y forma geométrica.

#### ***Resumen del Capítulo 4:***

En este capítulo, se presentaron los resultados obtenidos en este trabajo. Se mostraron las imágenes sísmicas ( $V_p$  y  $V_s$ ) obtenidas por la inversión sísmica (SVD), así como de las imágenes de los módulos elásticos del sitio de estudio, los análisis de las gráficas de  $V_p - V_s$ , el análisis de las gráficas de densidad contra las constantes elásticas, al análisis de la porosidad contra las constantes elásticas. Se presentaron las imágenes de resistividad eléctrica de la línea 1; un análisis de los cambios de resistividad eléctrica de las imágenes obtenidas en temporada de sequía y en temporada de lluvia, su correlación con la información geológica del sitio y una correlación entre las imágenes de resistividad eléctrica y sísmica.

Con los resultados obtenidos, en el siguiente capítulo se desarrolla la discusión y análisis de los resultados, exponiendo los detalles, las observaciones y las correlaciones. Se realiza un análisis de las concordancias y las diferencias geofísico – geológicas. Asimismo, se discute sobre la no unicidad y de la apariencia del modelo geofísico y la correlación de imágenes sísmicas 2.5D con las estructuras de la SMO en la región de Linares, N. L.

## 5 Discusión de los Resultados

### 5.1 Imágenes Sísmicas e Imágenes de Resistividad

Al correlacionar los resultados obtenidos en las imágenes sísmica y de resistividad eléctrica en la línea 1, se observó que ambas imágenes presentaron una coincidencia aceptable de la distribución de las unidades litológicas del sitio. En ambas imágenes, se distinguen con claridad las unidades no consolidadas y la roca consolidada, al igual que el límite entre ambas, el cual fue fácilmente identificado por el contraste de las velocidades sísmicas y los valores de resistividad encontrados.

En un análisis más detallado, apoyado con información geológica de las trincheras y los sondeos geotécnicos, se observó que los resultados obtenidos con el método sísmico, tuvieron una mayor coincidencia con la información geológica, en comparación con los resultados obtenidos con el método de resistividad eléctrica. La imagen de resistividad eléctrica no representó adecuadamente la distribución de los sedimentos no consolidados, con lo que no fue posible identificar las unidades A, B y C. Sin embargo, el límite entre las unidades no consolidadas y la unidad consolidada coincidió aceptablemente en ambas imágenes.

Las razones por las que puede darse estas diferencias son las siguientes:

1. El espesor de las unidades no consolidadas es muy pequeño en relación con las distancias de los electrodos del arreglo electródico Dipolo – Dipolo ( $a$  y  $na$ ). Cuando el espesor de las capas es muy pequeño, dos o tres capas diferentes son consideradas como una sola al registrarse un valor promedio de esas capas en conjunto.
2. La discretización de los modelos sísmico y de resistividad eléctrica no son totalmente coincidentes, a pesar de que los puntos de medición en la línea coincidan.
3. El nivel de ruido en los datos (sísmicos y resistividad) es diferente para cada uno de los métodos.
4. Las condiciones físicas de las unidades litológicas pueden favorecer más a un método geofísicos que al otros.



## 5.2 Análisis de la Gráfica $V_p - V_s$

El análisis de las velocidades sísmicas ( $V_p$  y  $V_s$ ) a través de la gráfica  $V_p - V_s$ , ayuda a dar una mayor claridad a los límites de las unidades, resaltando las variaciones de las propiedades físicas de las unidades (heterogeneidades). Esto se debe, a que se tiene un valor de  $V_p$  y  $V_s$  en una misma ubicación del modelo geofísico. Es decir, si la  $V_p$  se mantiene constante y la  $V_s$  cambia de una ubicación a otra, esto indica que, en la misma unidad litológica, existen cambios de las condiciones físicas en sus componentes.

## 5.3 Correlación de Imágenes de los Módulos Elásticos e Información Geológica (trincheras y sondeos geotécnicos)

El método sísmico proporcionó más detalles del subsuelo. A continuación, se presentan algunas ampliaciones de las imágenes de los módulos elásticos, obtenidas a partir de los datos sísmicos ( $V_p$  y  $V_s$ ). Algunos módulos elásticos son más sensibles a los cambios litológicos y a la saturación de agua en la roca, esto permitió obtener una mejor distinción de las unidades.

La Figura 5.1 mostró los detalles litológicos del sondeo geotécnico 4 y las imágenes de la relación de las velocidades sísmicas ( $V_p/V_s$ ) y de la relación de Poisson. El registro de la geología del sondeo geotécnico 4, fue coincidente con los resultados de las imágenes de la Figura 5.1 a y b.

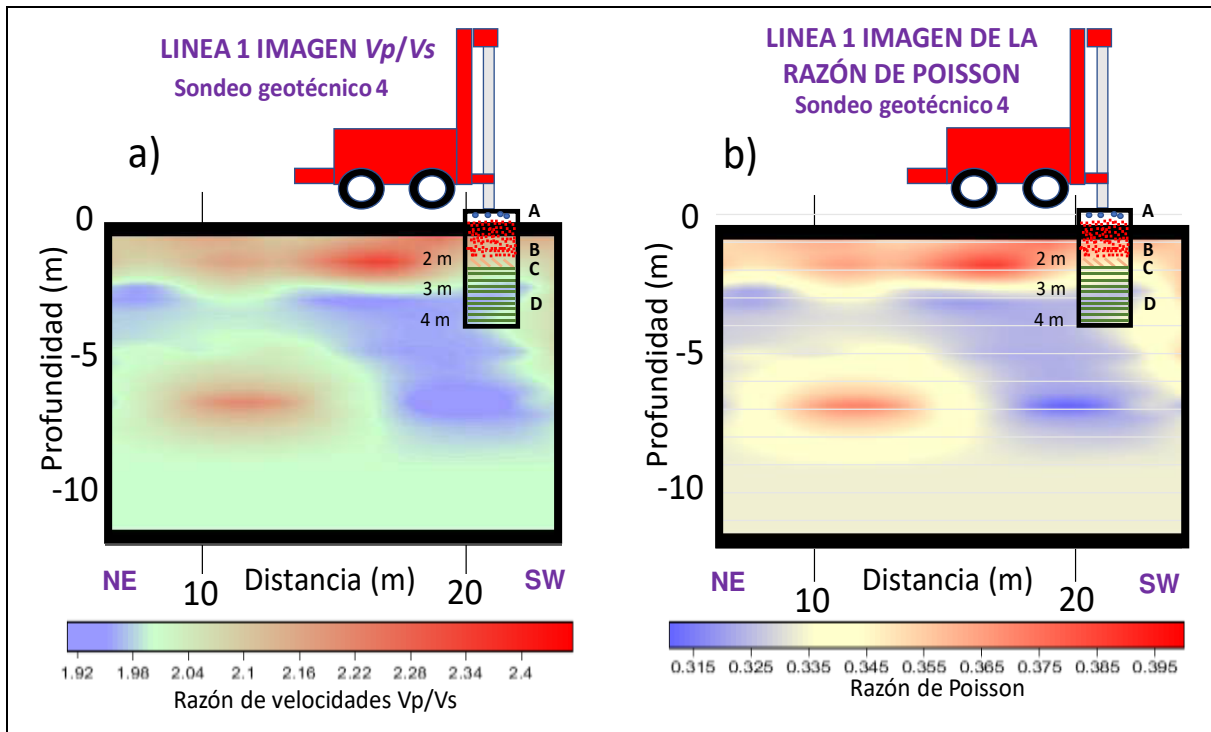


Fig. 5.1 Imagen de la relación de velocidades sísmicas  $V_p/V_s$  (a) y la relación de Poisson (b) de las unidades litológicas con información geológica del sondeo geotécnico 4 en la línea 1.

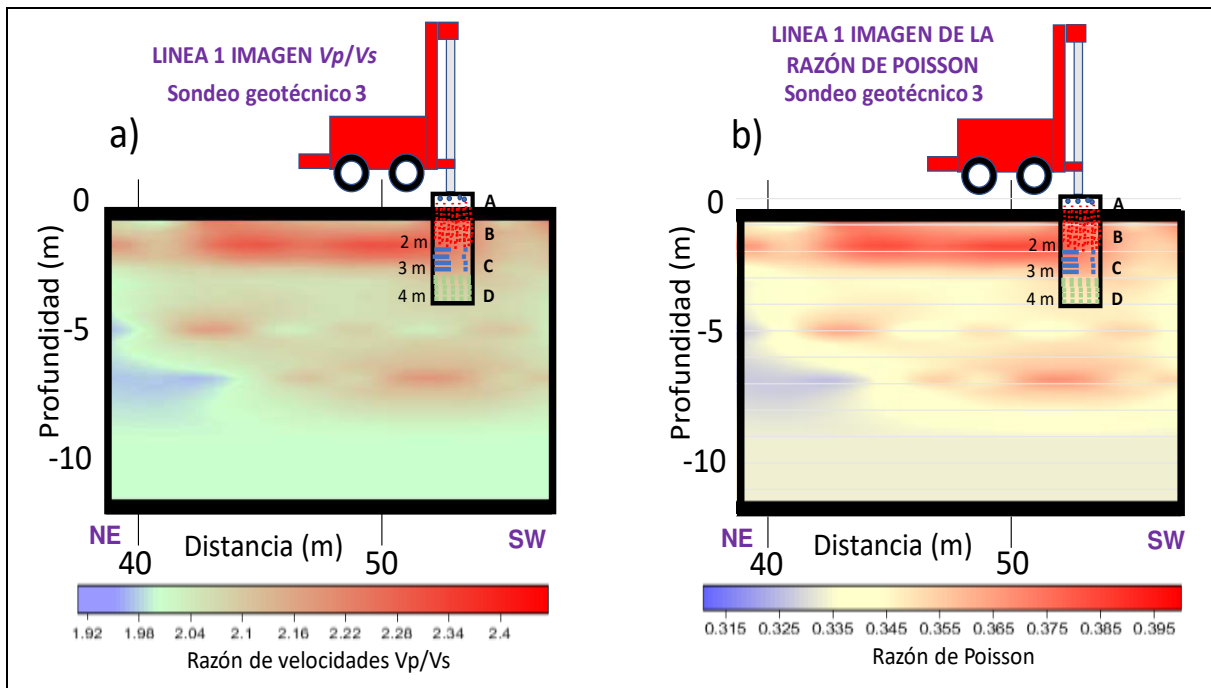


Fig. 5.2 Imagen de la relación de velocidades sísmicas  $V_p/V_s$  (a) y la relación de Poisson (b) de las unidades litológicas con la información geológica del sondeo geotécnico 3 en la línea 1.

Al igual que la Figura 5.1 a y b, la Figura 5.2 a y b, mostró los detalles litológicos del sondeo geotécnico 3 (54 m) colocados en las imágenes de la relación de las velocidades sísmicas ( $V_p/V_s$ ) y la relación de Poisson. El registro de la geología del sondeo fue coincidente con los resultados de las imágenes de la Figura 5.2 a y b.

Las Figura 5.3 a y b, y la Figura 5.4 a y b, mostraron los detalles litológicos de los sondeos geotécnicos 4 y 3 con las imágenes del módulo de Compresibilidad y del módulo de Corte respectivamente. Se observó que los registros de la geología de los sondeos geotécnicos 4 y 3 fueron coincidentes con los resultados de las imágenes de los módulos de Compresibilidad y Corte.

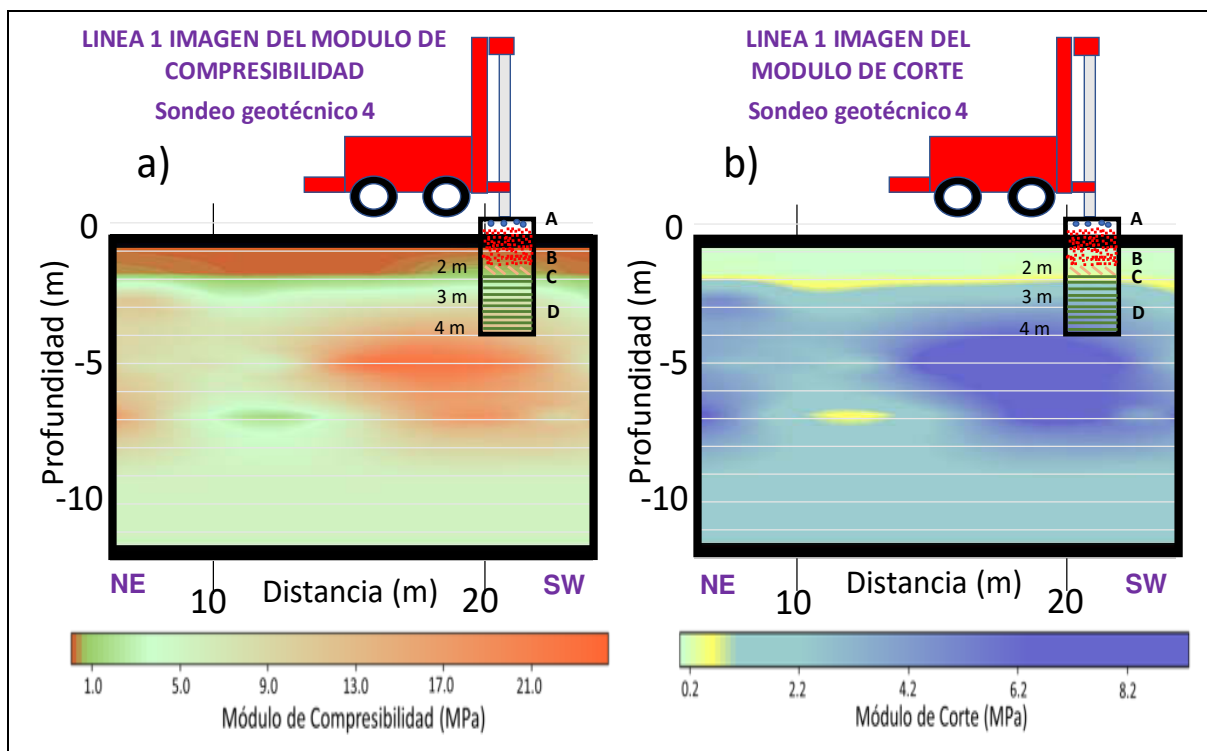


Fig. 5.3 Imagen del módulo de Compresibilidad (Bulk) (a) y el módulo de Corte (Shear) (b) de las unidades litológicas con información geológica del sondeo geotécnico 4 en la línea 1.

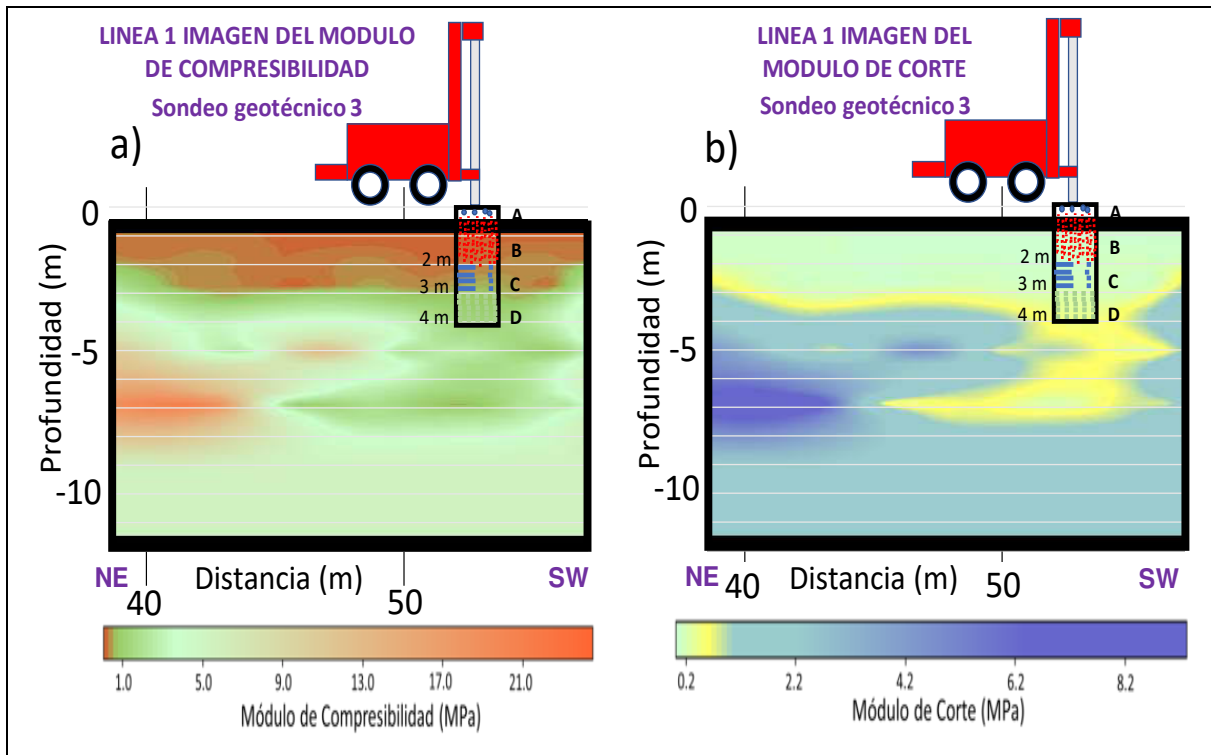


Fig. 5.4 Imagen del módulo de Compresibilidad (Bulk) (a) y el módulo de Corte (Shear) (b) de las unidades litológicas con información geológica del sondeo geotécnico 3 en la línea 1.

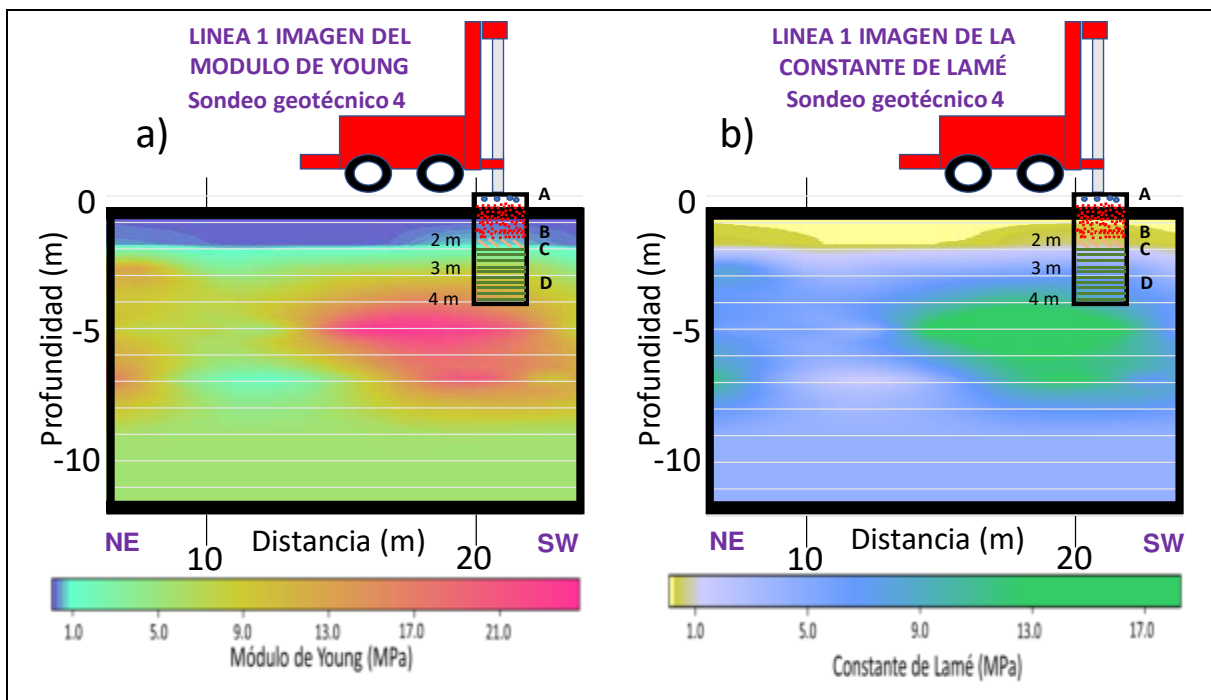


Fig. 5.5 Imagen del módulo de Young (a) y de la constante de Lamé (b) de las unidades litológicas con información geológica del sondeo geotécnico 4 en la línea 1.

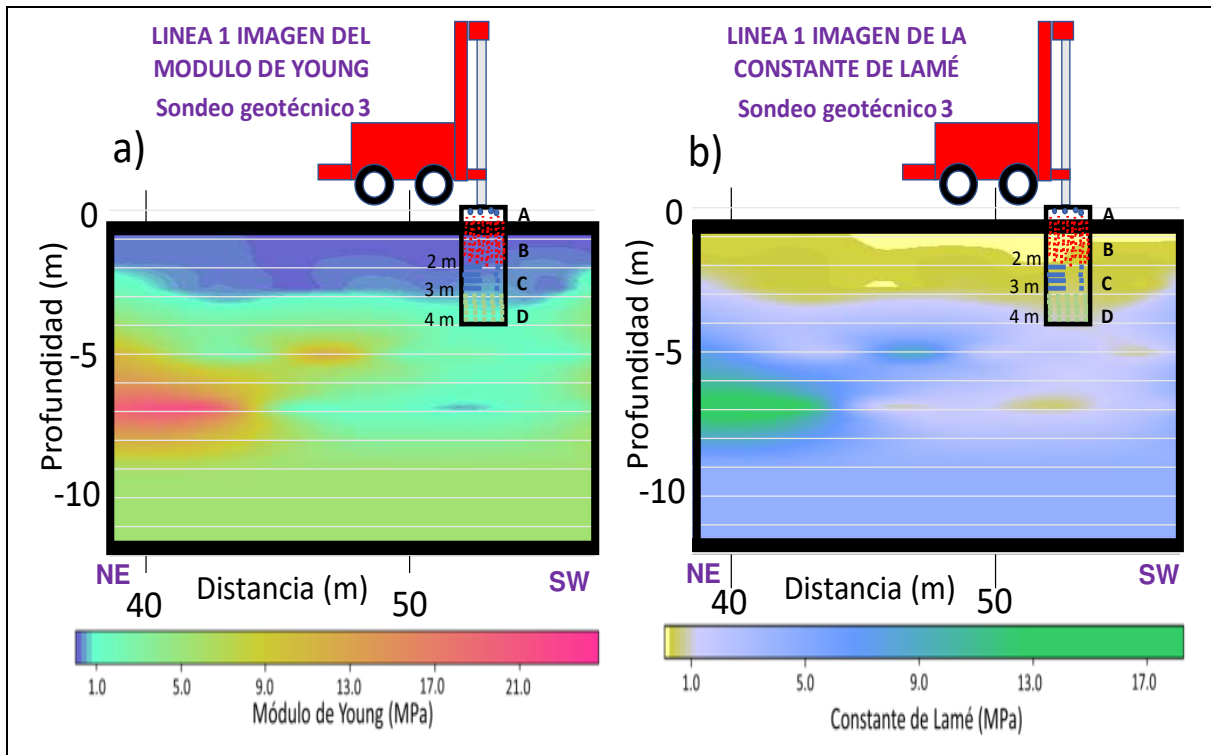


Fig. 5.6 Imagen del módulo de Young (a) y de la constante de Lamé (b) de las unidades litológicas y la información geológica del sondeo geotécnico 3 en la línea 1.

Finalmente, la Figura 5.5 a y b, y la Figura 5.6 a y b, mostraron que la imagen del módulo de Young y la constante de Lamé, también presentan una correlación coincidente con la información geológica de los sondeos geotécnicos 3 y 4.

A pesar de que los límites de las unidades encontrados en los sondeos geotécnicos no son exactamente coincidentes con los límites obtenidos en las imágenes, la correlación entre ambas es similar en términos aceptables para fines prácticos de la ingeniería.

Por ejemplo, en la Figura 5.3a de la imagen del módulo de Compresibilidad (Bulk), los sedimentos no consolidados alcanzan una profundidad de 1.70 m y la información del sondeo geotécnico 4, indicó una profundidad de 2.0 m, la cual tiene una diferencia de 0.30 m. En la Figura 5.3b de la imagen del módulo de Corte (shear), los sedimentos no consolidados alcanzan una profundidad muy cercana a 2 m, siendo la diferencia de unos pocos centímetros.

## 5.4 Densidad y Porosidad

A partir de las velocidades sísmicas ( $V_p$ ) se obtuvieron las densidades de las unidades litológicas de la línea 1, y a partir de las densidades se obtuvo la porosidad de estas. Los valores obtenidos fueron coincidentes con las características de las unidades litológicas del sitio de estudio. Las unidades no consolidadas más superficiales presentaron densidades menores. La unidad de roca consolidada presentó el valor más alto de densidad (Figura 4.42).

En el caso de la porosidad, los valores obtenidos fueron coincidentes con las características físicas de las unidades. Las unidades litológicas no consolidadas más superficiales, presentaron valores altos de porosidad, lo cual fue constatado visualmente en las muestras de la superficie. La unidad consolidada, presentó los valores más bajos de porosidad (Figura 4.43). Con el apoyo de las trincheras realizadas en el sitio de estudio, se observó que las unidades no consolidadas y la parte superior de la roca consolidada, coincidieron con los valores de densidad y de porosidad y con las características físicas observadas en ellas.

También se efectuó una gráfica de porosidad contra densidad (Figura 4.45). En ella, se observó que cuando la porosidad aumenta, la densidad disminuye y sí la porosidad disminuye, la densidad aumenta. Este comportamiento es congruente con el principio básico de ambas propiedades.

## 5.5 Relación entre la Densidad y la Porosidad con los Valores de los Módulos Elásticos

Con las densidades, las porosidades y los módulos elásticos del sitio de estudio, se efectuaron las relaciones entre la densidad de las unidades y los módulos elásticos. En estas relaciones, se observó el comportamiento mecánico de las unidades. Los resultados revelaron que las unidades no consolidadas experimentaron mayores cambios de densidad al aplicarles poco esfuerzo sobre ellas. En el caso de las unidades no consolidadas con densidades medias, los cambios de densidad estuvieron directamente relacionados a la intensidad del esfuerzo aplicado. Para la unidad de roca consolidada con densidades altas, el cambio de la densidad

fue muy pequeño, por lo que requieren esfuerzos muy grandes para que se cause un cambio pequeño.

En las relaciones de la porosidad y los módulos elásticos de las unidades del sitio, se observó su comportamiento mecánico. Los resultados revelaron que las unidades no consolidadas experimentaron cambios grandes de la porosidad al aplicar un esfuerzo pequeño sobre ellas. En las unidades no consolidadas con porosidad media, los cambios de porosidad estuvieron directamente relacionados a la intensidad del esfuerzo aplicado. Para la unidad de roca consolidada con porosidad pequeña, el cambio fue mínimo, por lo que se requiere un esfuerzo muy grande para causar un cambio muy pequeño.

Las gráficas de la densidad vs. la razón de Poisson y de la porosidad vs. la razón de Poisson, revelaron un rango de valores de la razón de Poisson más amplio en las unidades no consolidadas, lo cual muestra que estas unidades presentan más heterogeneidades en los primeros metros a poca profundidad. También se observó que la unidad consolidada presentó un rango de valores de la razón de Poisson mucho menos amplio, indicando que esta unidad es más homogénea.

## **5.6 Análisis de los Cambios de la Resistividad Eléctrica en la Temporada de Sequía y Lluvia**

En el análisis realizado a las imágenes de resistividad en temporada de sequía y en temporada de lluvia, se observó en la imagen de resistividad eléctrica en la temporada de lluvia, que el valor de las resistividades en las unidades no consolidadas mostró una tendencia a homogenizarse en todas las unidades no consolidadas (Unidad A, B y C) hasta el límite con la unidad consolidada, lo cual se observó con mejor claridad. Este fenómeno se debió a que el agua infiltrada saturó a las tres unidades no consolidadas hasta alcanzar al límite de la parte superior de la roca consolidada, exceptuando las zonas fracturadas de la roca consolidada que también presentaron valores de resistividad similares.

Al homogenizarse el valor de la resistividad en las tres unidades no consolidadas, no es posible identificar cada una de ellas, ya que el valor de la resistividad refleja principalmente el valor de la resistividad de la saturación del agua en estos sedimentos.

Al comparar las imágenes de resistividad en la temporada de sequía y de lluvia, en la unidad consolidada se observó que en las zonas con altos valores de resistividad aumentaron sus dimensiones, así como el valor de la resistividad eléctrica. Este comportamiento no se esperaba, ya que es de pensar que dentro de la roca consolidada, solo en las zonas fracturadas, el valor de la resistividad puede disminuir debido a la saturación de agua. Y es de esperar que en las zonas donde la roca tiene baja porosidad, el agua no puede saturarla, lo que hace que el valor de la resistividad se mantenga igual. Este comportamiento atípico es digno de un mayor estudio y análisis para poder identificar su causa u origen; si fue causado por las condiciones físicas del subsuelo saturado de agua o por errores en la adquisición de los datos resistividad en ese momento.

## **5.7 Correlación entre las Imágenes de Resistividad Eléctrica y Sísmica del Sitio de Estudio.**

La correlación de las imágenes de resistividad eléctrica y sísmica, determinaron que las imágenes sísmicas mostraron una mejor definición de la distribución de las unidades no consolidadas (Unidad A, B y C). También mostraron que las estructuras *lenticulares* ubicadas a una profundidad aproximada de 3 – 8.5 m, tienen un espesor (vertical) mayor a las estructuras *lenticulares* obtenidas en las imágenes de resistividad eléctrica (aprox. 16.6 %). En el eje horizontal, las imágenes de resistividad mostraron unas estructuras *lenticulares* más alargadas que las mostradas por las imágenes sísmicas (aprox. 28.57 %). Se observó que en el eje horizontal la diferencia de las estructuras es mayor. Este comportamiento se debe a que el arreglo eléctrico Dipolo – Dipolo es susceptible a los cambios laterales de resistividad. La diferencia de la discretización de los modelos sísmico y de resistividad eléctrica puede influir en los resultados, con lo que se obtendrían modelos ligeramente diferentes. Además, la naturaleza del método de resistividad eléctrica es diferente a la del método sísmico.



Al hacer coincidir espacialmente las dos imágenes (resistividad eléctrica y sísmica) y al combinarse los colores de ambas, las unidades no consolidadas, el límite entre ésta, la roca consolidada y las estructuras *lenticulares*, coincidieron razonablemente. Se observó que al hacer coincidir ambas imágenes y al combinar sus colores, ésta mostró más detalles de las heterogeneidades en las unidades, que lo que puede mostrar una sola imagen individual.

## **5.8 La No Unicidad del Modelo de Inversión y la Apariencia del Modelo en los Resultados (sísmica y resistividad eléctrica)**

El tema de la no unicidad (1) y la apariencia del modelo (2) obtenido por la inversión, es muy importante para comprender los motivos por los cuales un modelo generado por un método u otro, pueden presentar diferencias en la geometría de las estructuras, límites litológicos y valores de los parámetros, aún tratándose del mismo sitio de estudio.

El primer caso, refiere al hecho de que es prácticamente imposible obtener un único modelo como producto de la inversión de datos geofísicos, esto debido a una serie de factores que intervienen durante el proceso (ruido ambiental, diferentes parámetros considerados en la discretización del modelo, tratamiento de datos, errores instrumentales, metodológicos y humanos, etc.).

En el segundo caso, el modelo sísmico no es tan coincidente al modelo de resistividad eléctrica (independientemente de la no unicidad de los modelos). En apariencia, los modelos obtenidos por la inversión individual de cada método no reproducen el mismo resultado. Aparentemente, la geometría de las estructuras, los límites y la distribución de las unidades son diferentes.

Algunos autores han tratado el tema de la no unicidad en la resolución del modelo geofísico (*p. ej.*, [Menke, 2012](#); [Mueller y Siltanen, 2012](#); [Aster et al., 2013](#); [Seo y Woo, 2013](#); [Anderson et al., 2015](#)), mencionando una serie de factores que influyen en los resultados de la inversión de datos.

Después de la experiencia adquirida en este trabajo, y lo mencionado por algunos autores. Se pueden exponer algunos puntos de vista sobre los factores que influyen en los resultados durante el proceso de inversión; especialmente cuando se trabaja con más de un método geofísico para obtener un modelo unificado de la litología y geometría de los cuerpos geológicos del subsuelo. Los factores que influyen para que el modelo obtenido tenga una apariencia diferente son:

1. Todos los datos de campo incluyen una componente de ruido. En algunos casos, el ruido adicionado es mínimo por lo que no es necesario hacer ningún ajuste. En otros casos, el ruido es considerable, lo que hace más complejo el tratamiento. Es por esto, que es importante revisar los datos y efectuar un ajuste de acuerdo con el grado de ruido.
2. En el proceso de inversión, es recomendable no añadir artificios adicionales que incorporen más ruido al proceso de inversión, ya que altera significativamente el resultado (*p. ej.*, forzar a que los modelos coincidan).
3. En el proceso para generar la imagen de los resultados, es importante la elección del tipo de interpolación que se efectuará, ya que no todos los métodos de interpolación producirán el mismo resultado. También es importante tomar en cuenta el intervalo de valores a elegir cuando se configura el modelo.

Estos tres factores son muy importantes cuando se trabaja con dos a más métodos geofísicos aplicados a una misma área de estudio; ya que, si se toma parámetros diferentes, los modelos resultantes tendrán diferencias significativas, dando la apariencia de que la geometría y la distribución de las unidades litológicas en los modelos, no son del todo compatibles.

Otro punto importante en el manejo de los modelos es el suavizamiento. Si se aplica un suavizado muy alto, se estará perdiendo información importante sobre la naturaleza o características del subsuelo. Por otro lado, si el modelo obtenido es muy irregular, se sobrevalúan las heterogeneidades y los límites de las estructuras obtenidas por el modelo.

Lo más recomendable para esta situación, es evaluar los rasgos de los valores del modelo y aplicar un suavizamiento moderado, tomando en consideración la información adicional (geológica) y la experiencia que se tenga del sitio de estudio.

Otro punto importante, es la apariencia que se obtenga del modelo cuando intervienen dos métodos geofísicos diferentes y se desea obtener los mismos resultados (límites litológicos y estructurales del subsuelo). A continuación, se presentan dos ejemplos de esta situación.

Por ejemplo, el Cerro del Bernal en el Municipio de González, Tamaulipas (Figura 5.7), se caracteriza por mostrar una perspectiva geomorfológica que depende de la dirección en que se observe el cerro (Figura 5.7 a, b y c). La imagen del Cerro del Bernal más conocida es la imagen (a), ya que es la que aparece en el escudo del Estado de Tamaulipas. Si se observa la estructura desde otra dirección (b y c), no se reconocería que es el mismo cerro.

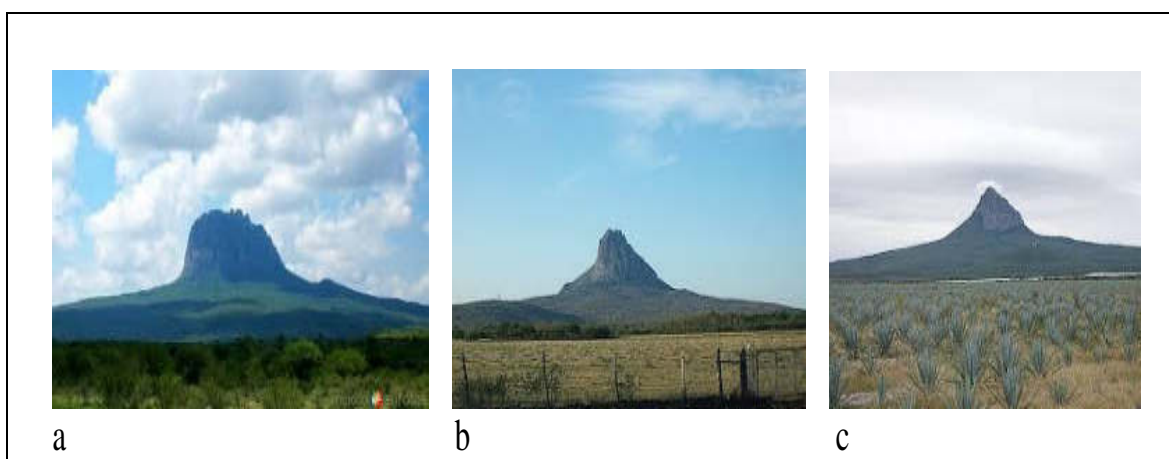


Fig. 5.7 Diferentes imágenes del Cerro del Bernal en el Municipio de González, Tamps. La forma del cerro cambia en dependencia de la posición en que se mire el cerro.

Otro ejemplo es el expuesto por [Mueller y Siltanen \(2012\)](#). Ellos explicaron, que la apariencia de un modelo puede depender de las trayectorias de viaje de las ondas o de la señal a través de los cuerpos (subsuelo) que se estudian. Es decir que, si se consideran diferentes trayectorias de viaje de los rayos sísmicos en el modelo, esto derivará en diferencias en la configuración del modelo generado.

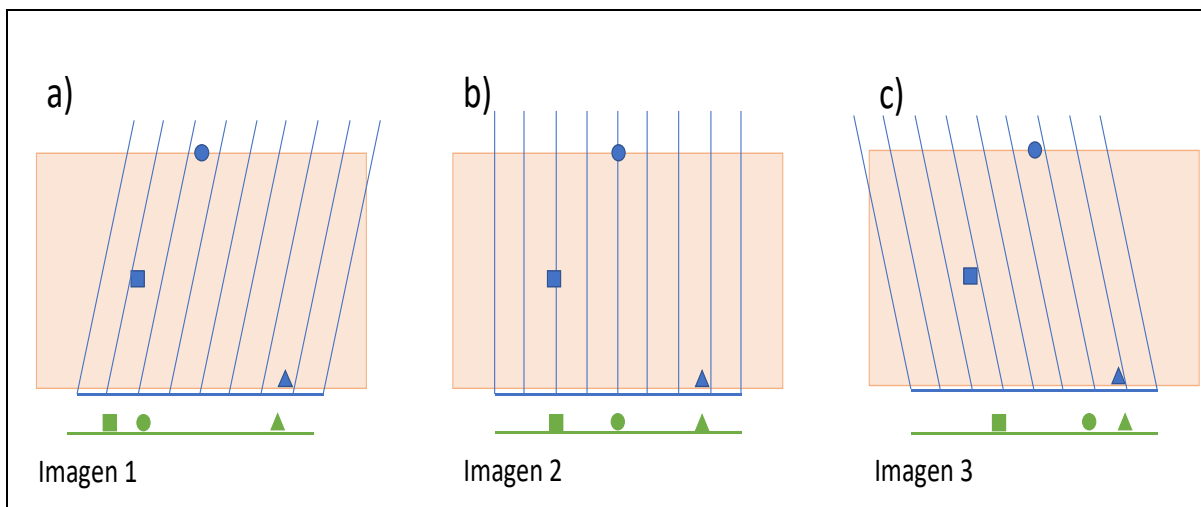


Fig. 5.8 Imágenes obtenidas (verde) según la dirección de los rayos que inciden en los cuerpos estudiados (azul), la imagen recuperada puede tener diferente aspecto (imagen 1, 2 y 3 en color verde). Sin embargo, los objetos de estudio son los mismos (azul) (Mueller y Siltanen, 2012).

Mueller y Siltanen (2012) mostraron que si sobre un mismo escenario geológico, las trayectorias de los rayos penetran en distintas direcciones o en ángulos diferentes. La imagen o modelo se observará diferente, teniendo una apariencia distinta a pesar de ser el mismo ambiente geológico.

Se puede observar en la Figura 5.8 (a, b y c) tres imágenes diferentes (verde) del mismo escenario físico, pudiéndose preguntar ¿Cuál es la imagen correcta que representa el escenario real? En realidad, las tres son correctas. Sin embargo, la imagen 1 y 3 han sufrido una cierta deformación (apariencia) debido a la dirección en que las trayectorias de los rayos han incidido en el medio. En este caso, quien representa mejor al medio es la imagen 2.

Estos dos ejemplos, nos ayudan a entender lo importante que es tomar exactamente los mismos puntos de referencia cuando se trabaja con dos o más métodos geofísicos sobre una misma área de trabajo.

En el caso de la discretización del modelo, ésta debe ser lo más similar posible para cada modelo discretizado de cada método. En el caso del procedimiento de la inversión, es importante no meter dentro del proceso artificios con la idea de unificar los modelos y que pueden distorsionar los resultados. Así como en el momento de la configuración de la imagen (resultado), éstas deben configurarse con los mismos parámetros y criterios de correlación.

## 5.9 Imágenes Sísmicas 2.5D

Para este trabajo de investigación, se adquirieron datos sísmicos en cuatro líneas del sitio de estudio (Figura 1.3). Las cuatro líneas tuvieron una dirección de  $248^\circ$  Azimut, y la distancia entre cada una de las líneas fue de 5 m.

En la obtención de los resultados de las cuatro líneas, se utilizó la misma metodología para la adquisición de datos, análisis de datos, procesamiento e interpretación de la línea 1, la cual fue mencionada a detalle en capítulos anteriores.

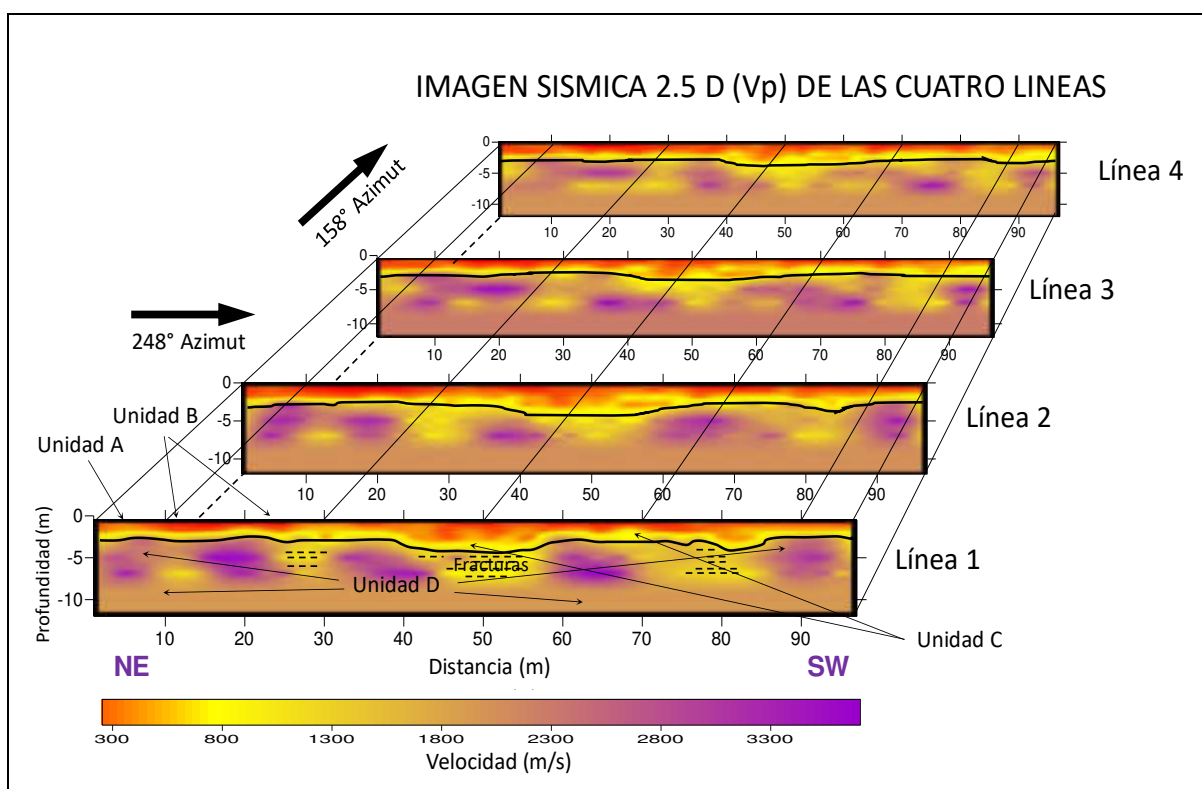


Fig. 5.9 Perspectiva tridimensional de la distribución de las unidades litológicas del sitio de estudio. En ella se observan las estructuras presentes en las cuatro líneas sísmicas.

La Figura 5.9 mostró las imágenes sísmicas de las cuatro líneas realizadas en el sitio de estudio. En ellas se observó el límite entre las unidades litológicas no consolidadas y la roca consolidada; de igual manera, se observó la distribución de las unidades no consolidadas (naranja-amarillo), así como las estructuras *lenticulares* (morado) en la roca consolidada

(gris-amarillo), así como las zonas fracturadas dentro de la roca consolidada (amarillo), las cuales están presentes en las cuatro imágenes.

Con los valores de las velocidades sísmicas de las ondas  $P$  y  $S$ , se realizó la gráfica de  $V_p-V_s$  (Figura 4.34). En esta gráfica, se distinguieron tres grupos con diferentes características, los cuales representaron a las principales unidades litológicas que se encuentran presentes en el sitio de estudio.

El grupo **a**, representa la distribución de las unidades litológicas no consolidadas (tonos verdes), en donde se incluyen las unidades A, B y C; el grupo **b**, representa una zona transicional entre el límite de los sedimentos no consolidados y la roca consolidada. Con apoyo de la información geológica de las trincheras realizadas en el sitio, se observó que esta zona se encuentra fracturada y presenta evidencia de alteración por la acción química del agua meteórica que se infiltra al subsuelo (tonos amarillos). El grupo **c**, representa a la roca consolidada (Unidad D), formada por lutita (gris-azul) y una serie de estructuras *lenticulares* formadas por lutita calcárea con baja porosidad y alta densidad (rosa-morado) (Figura 4.35).

Para tener una perspectiva tridimensional (2.5D) de la distribución de las unidades litológicas no consolidadas y de las estructuras de la roca consolidada, se realizaron las imágenes de las cuatro líneas trazadas en el sitio de estudio con los valores de las velocidades sísmicas  $V_p$  y  $V_s$ , de acuerdo con los grupos determinados en las gráficas  $V_p-V_s$  (Figura 5.10). Estos grupos, ayudaron a distinguir con mayor facilidad a las unidades litológicas, y marca con mayor claridad sus límites.

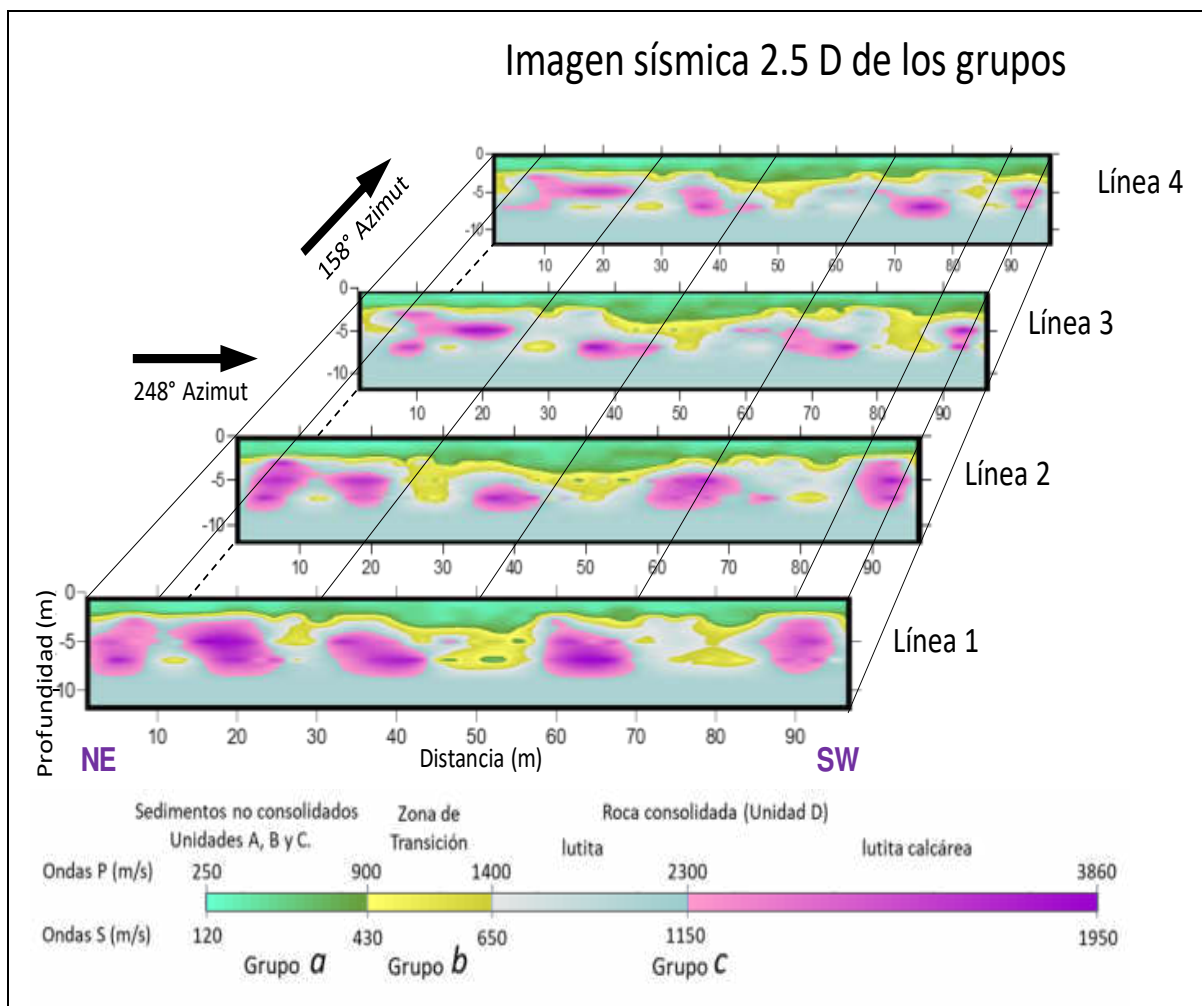


Fig. 5.10 Perspectiva tridimensional de la distribución de los grupos encontrados en las gráficas  $V_p - V_s$  del sitio de estudio. En ella se observa con claridad las estructuras presentes en las cuatro líneas sísmicas.

Otra manera de observar la distribución de las unidades litológicas del sitio de estudio es efectuar cortes horizontales a diferentes niveles de profundidad para lograr una perspectiva en planta a diferentes profundidades. De esta manera, se obtuvieron diferentes imágenes en las cuales se observó la distribución horizontal (2D) de las unidades (Figura 5.11).

En los niveles superficiales (0.5 y 1 m), se observó la distribución de los sedimentos no consolidados (naranja). En los niveles intermedios (2 y 3 m) aparecieron algunas áreas con sedimentos no consolidados (naranja), la zona transicional (amarillo) y algunas áreas de la parte superior de las rocas consolidadas (morado). En los niveles inferiores (5, 7 y 9 m), se observó la roca consolidada con las estructuras *lenticulares* (morado) (Figura 5.11).

Al igual que las imágenes sísmicas obtenidas de las cuatro líneas vistas a diferentes niveles de profundidad, se realizaron las imágenes por niveles de profundidad de los grupos encontrados en la gráfica de  $V_p - V_s$  (Figura 5.12).

En estas imágenes, se observó con claridad la distribución de las unidades no consolidadas (verde claro y verde olivo), el límite entre las unidades no consolidadas y la roca consolidada, la roca consolidada (gris) y las estructuras *lenticulares* (morado) presentes en ella (Figura 5.12).

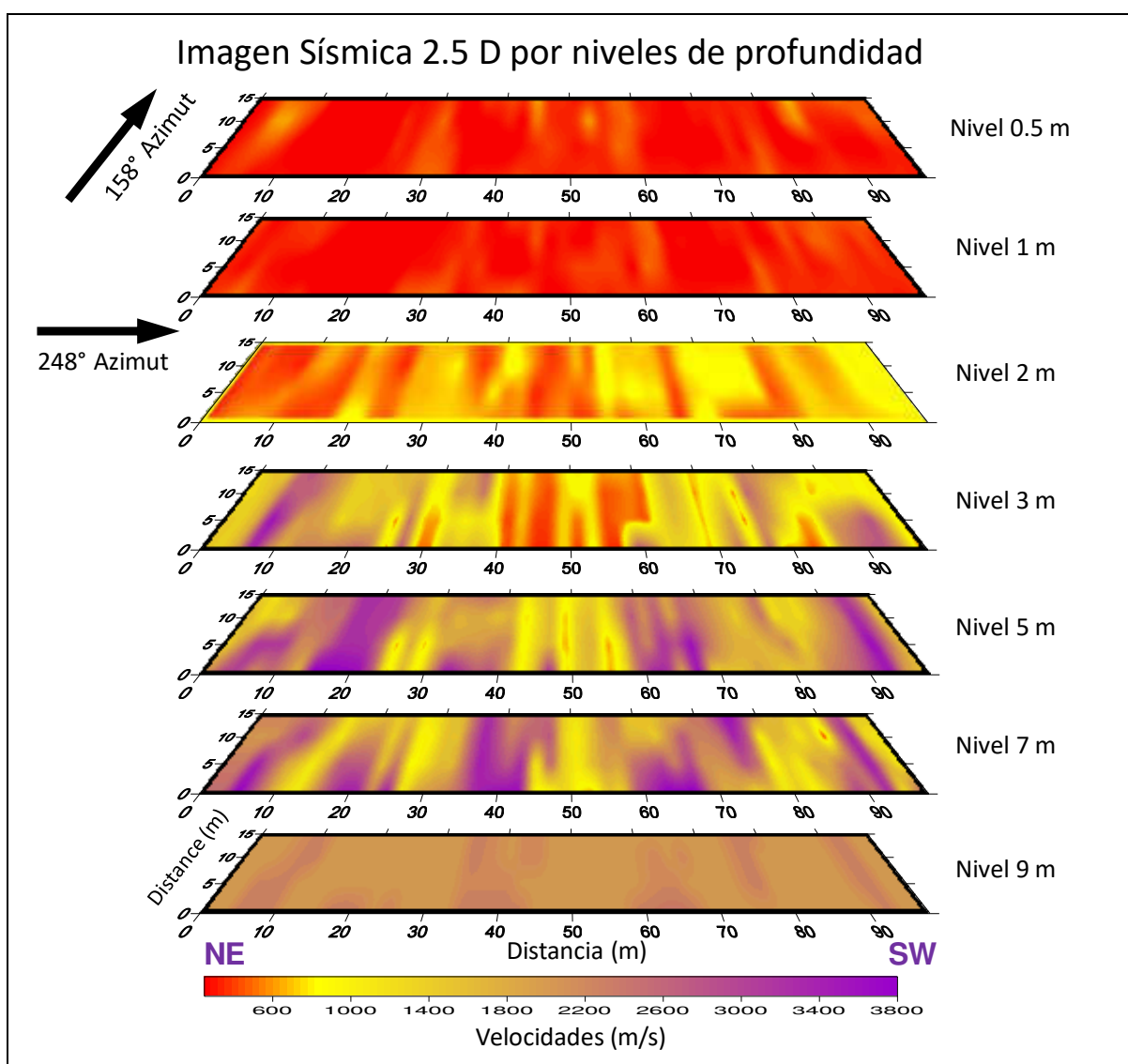


Fig. 5.11 Imágenes sísmicas ( $V_p$ ) por niveles de profundidad de las cuatro líneas en el sitio de estudio.



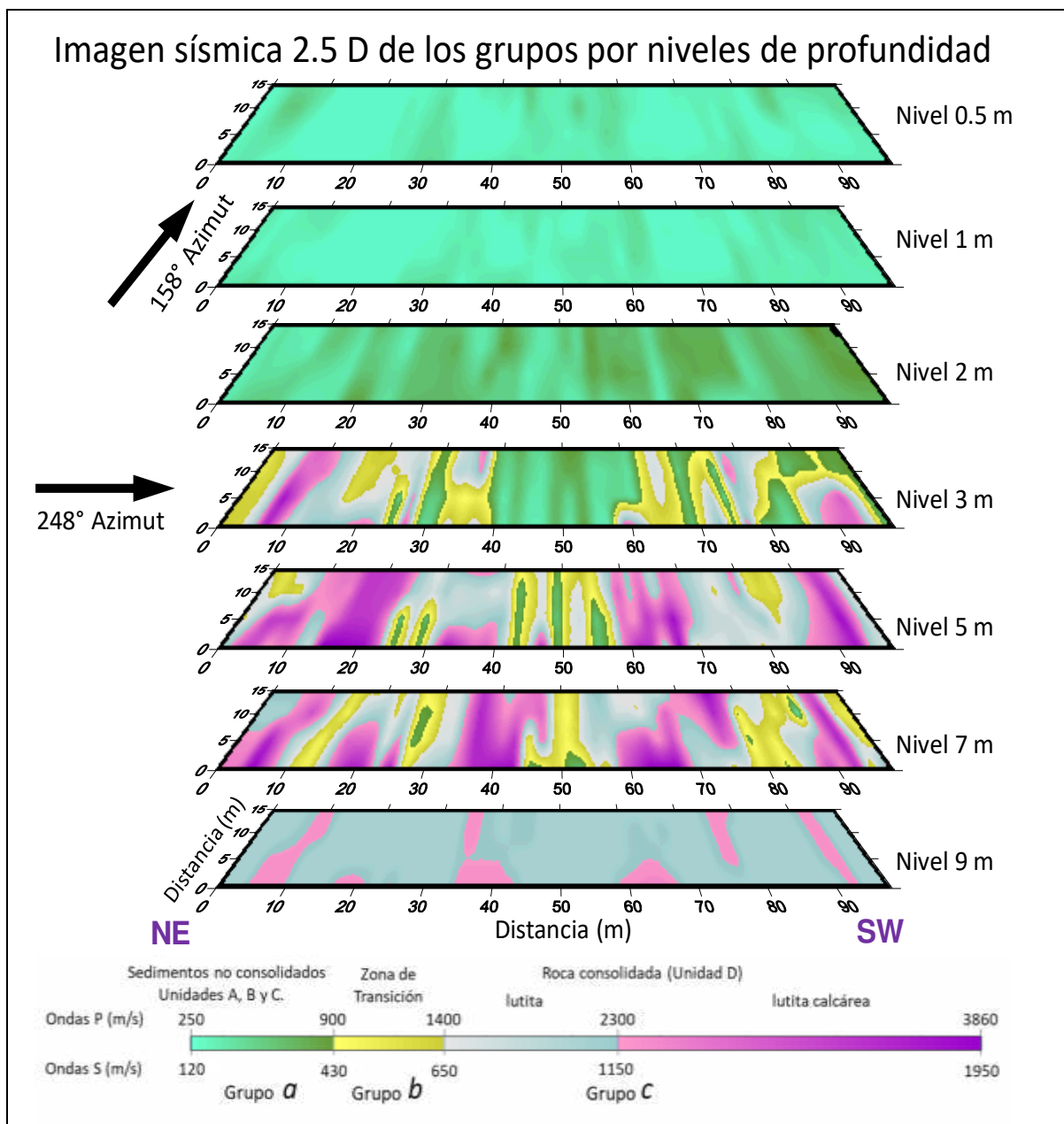


Fig. 5.12 Imágenes 2.5 D de los grupos obtenidos a partir de la gráfica de  $V_p$ - $V_s$  por niveles de profundidad de las cuatro líneas en el sitio de estudio.

### 5.10 Evidencia Sísmica de los Efectos Tectónicos Causados en la Región de Linares Durante la Deformación de la Sierra Madre Oriental

En el subcapítulo anterior se presentaron las imágenes sísmicas 2.5 D de las cuatro líneas sísmicas que proporcionan una perspectiva tridimensional de la distribución de las unidades

litológicas del sitio de estudio. Las imágenes de las cuatro líneas sísmicas a diferentes niveles de profundidad ofrecen una visión de las estructuras *lenticulares* y del patrón de fracturamiento encontrado en las imágenes sísmicas 2.5D, lo cual sugieren el establecimiento de la siguiente Hipótesis.

***“Durante el desarrollo de la deformación de la Sierra Madre Oriental (SMO), no solo las rocas cercanas a sus límites morfológicos actuales experimentaron dicha deformación, sino que también esos efectos se propagaron más allá de esos límites”***

Las estructuras y el patrón de fracturamiento observados en las imágenes anteriores (Figuras 5.9, 5.10, 5.11 y 5.12), sugieren una correlación estructural con la deformación orogénica que dio origen a la SMO y las fuerzas que originaron la deformación tectónica causada por la Orogenia Laramide.

Es evidente la necesidad de efectuar una investigación más profunda al respecto, para establecer de una manera mucho más fundamentada este hecho. Por el momento, se hace la propuesta de esta Hipótesis dentro de este trabajo a reserva de cambios por los resultados que se puedan obtener en trabajos futuros.

A continuación, se mencionan una serie de observaciones y correlaciones encontradas en los resultados de este trabajo, las cuales se pueden correlacionar con la formación y deformación de la SMO que sugirieron el planteamiento de esta Hipótesis.

El frente de la SMO inicia a una distancia aproximada de 20 km al Oeste de la Ciudad de Linares, por lo que los efectos de deformación de la SMO originados por la Orogenia Laramide se extendieron hasta el municipio de Linares y otras áreas al oriente de esta ciudad.

Estudios relacionados con la SMO y la Orogenia Laramide en la parte correspondiente entre Monterrey, N. L. y Ciudad Victoria, Tamaulipas, han sido presentados en diferentes trabajos. En ellos, los autores han tratado desde la historia de la sedimentación de las diferentes unidades de rocas, sus edades geológicas, el tiempo en que actuó la Orogenia Laramide, etc. También han propuesto diferentes teorías de los mecanismos y modelos que dieron origen a

la deformación del cinturón Plegado de la SMO, así como una reconstrucción de la deformación estructural (*p. ej.* Padilla y Sánchez, 1985; Eguiluz-de Antuño et al., 2000; English y Johnston, 2004; Chávez-Cabello et al., 2011). Sin embargo, ninguno de estos autores menciona que tan lejos de la SMO (en la actualidad) se reflejaron los efectos de esas fuerzas para causar algún tipo de afectación sobre las rocas.

En el sitio de estudio, la Formación Méndez se encuentra cubierta por sedimentos recientes de pocos metros de espesor. La Formación Méndez fue fechada en una edad de 71.5 a 83.0 Ma (Servicio Geológico Mexicano, 2008) y los eventos geológicos de deformación de la Orogenia Laramide fueron fechados en una edad de 55 a 80 Ma (English y Johnston, 2004), por lo que esta unidad debió haber experimentado los efectos de deformación producidos por la Orogenia Laramide.

Si la región de Linares, N. L., se observa en una imagen satelital (Google Earth, s.f.), y en una imagen de elevaciones digital de la misma zona (Topographic-map.com, s.f.), se observa con claridad la orientación de la SMO (330° azimuth) en la parte Oeste de las imágenes. Esta orientación general, es también el rumbo general de los ejes de los anticlinales y sinclinales generados durante la deformación de las rocas del Mesozoico. En términos generales, esta orientación o rumbo de las estructuras puede tener variaciones de +15° / - 15° (Figura 5.13 a y b).

De acuerdo con la alineación de la SMO, las fuerzas principales que actuaron durante la Orogenia Laramide debieron mostrar una dirección de 60° – 240° azimuth, con una variación aproximada de +15° / -15°. En la Figura 5.14 (Carta Geológico-Minera del Servicio Geológico Mexicano, 2008), se pueden observar los rumbos de las estructuras geológicas que fueron deformadas durante la Orogenia Laramide. Los rumbos de los pliegues varían entre 145° – 169° azimuth. La mayor densidad de pliegues se ubica al frente a la sierra. También en las proximidades a Linares se tienen registradas algunas estructuras como se muestra en la Figura 5.14 (círculos rojos).

a)



La dirección general de la Sierra Madre Oriental es de 330° - 150° azimut

b)

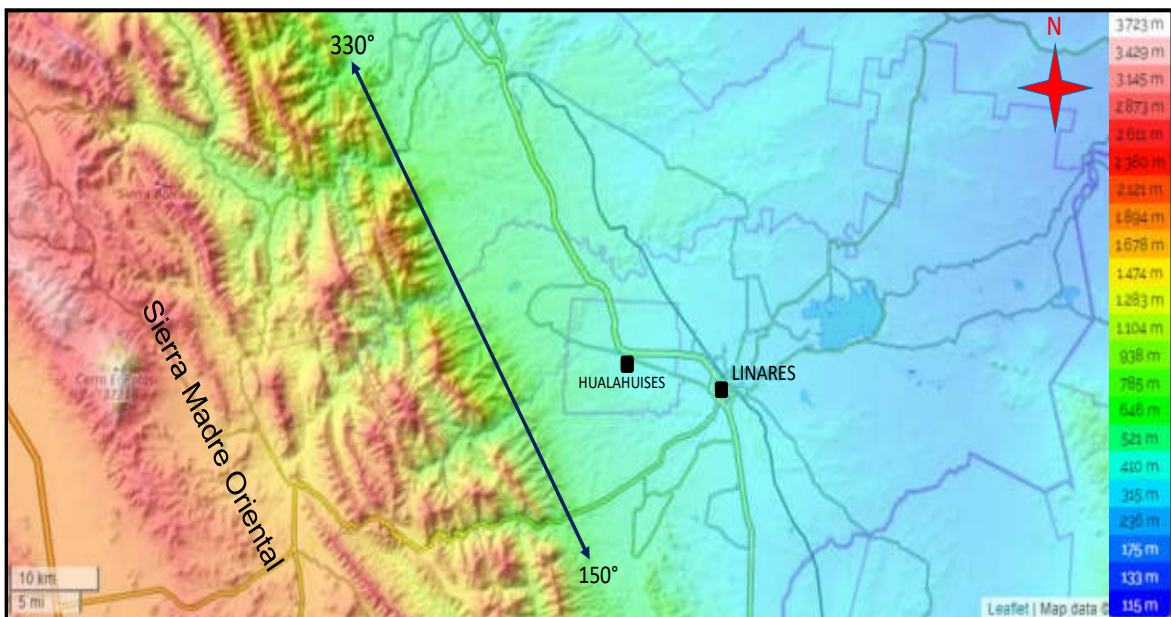


Fig. 5.13 Imagen satelital que muestra las poblaciones de Hualahuises y Linares al centro, a la izquierda la Sierra Madre Oriental con su orientación (línea amarilla NW-SE) (a) ([Google Earth, s.f.](#)). Imagen digital de elevaciones de la Sierra Madre Oriental al Oeste y la Llanura Costera del Golfo al Este (b) ([Topographic-map.com, s.f.](#)).



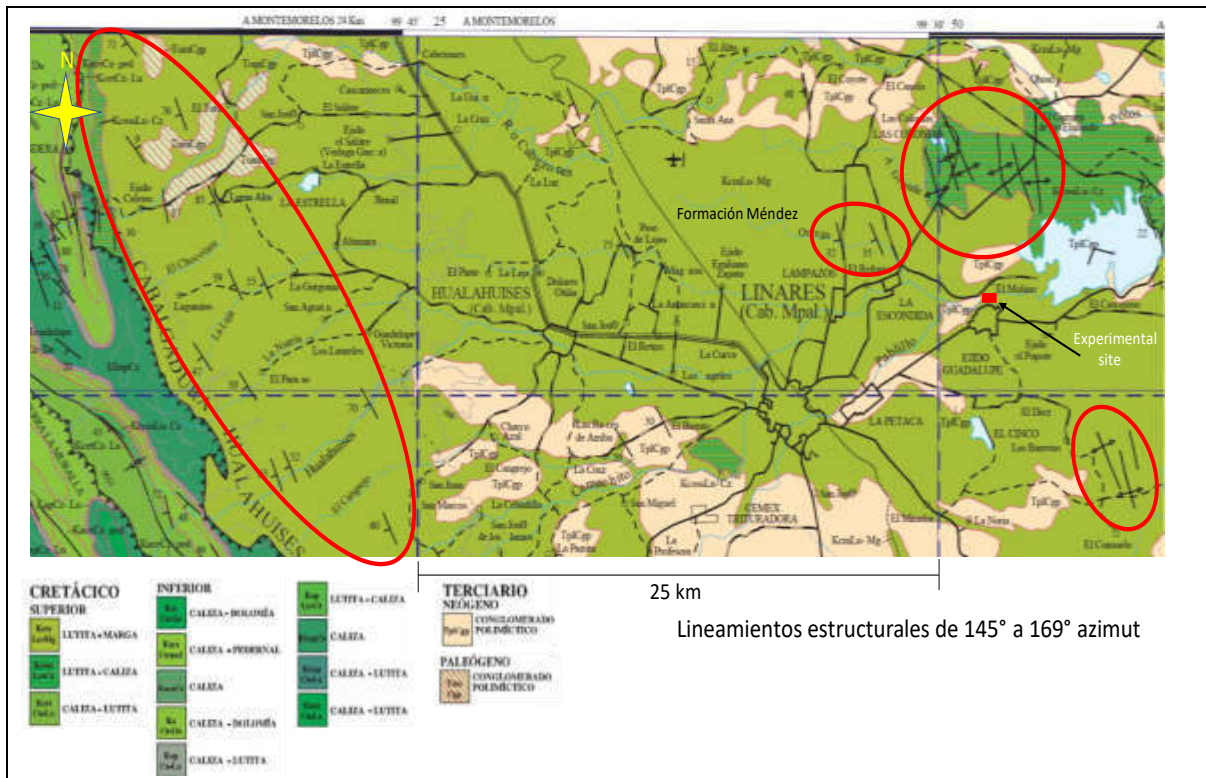


Fig. 5.14 Carta Geológica-Minera G14-11 Linares. Lineamientos de las estructuras geológicas (pliegues) cercanas a la SMO en la región de Linares. La dirección de los pliegues encontrados en la región de Linares, N. L. es similar a la dirección general de la SMO (+ 15°/- 15 %) (Servicio Geológico Mexicano, 2008).

Con las imágenes sísmicas 2.5D de las líneas sísmicas del sitio de estudio y las imágenes por niveles de profundidad, se elaboraron diferentes perspectivas para obtener una vista 3D del subsuelo (Figura 5.15).

En la Figura 5.15, correspondiente a una profundidad de 0.5 m, se observó la distribución de las unidades A (color verde olivo) y B (verde claro), con una distribución predominante de la Unidad B en el sitio de estudio. La Figura 5.16, correspondiente a un nivel de 2 m de profundidad, mostró la distribución de las unidades B (verde claro) y C (verde oscuro). A ese nivel se observó que la Unidad C está más ampliamente distribuida, predominando sobre la Unidad B. Ambas Figuras mostraron los sedimentos aluviales superficiales que sobreyacen a la roca consolidada de la Formación Méndez. Se observó una depositación irregular, debido a los diferentes eventos de las corrientes fluviales, las cuales han distribuido los diferentes sedimentos en la zona y su depositación ha estado influenciada por la intensidad de las corrientes, marcando periodos de acumulación y periodos de erosión.

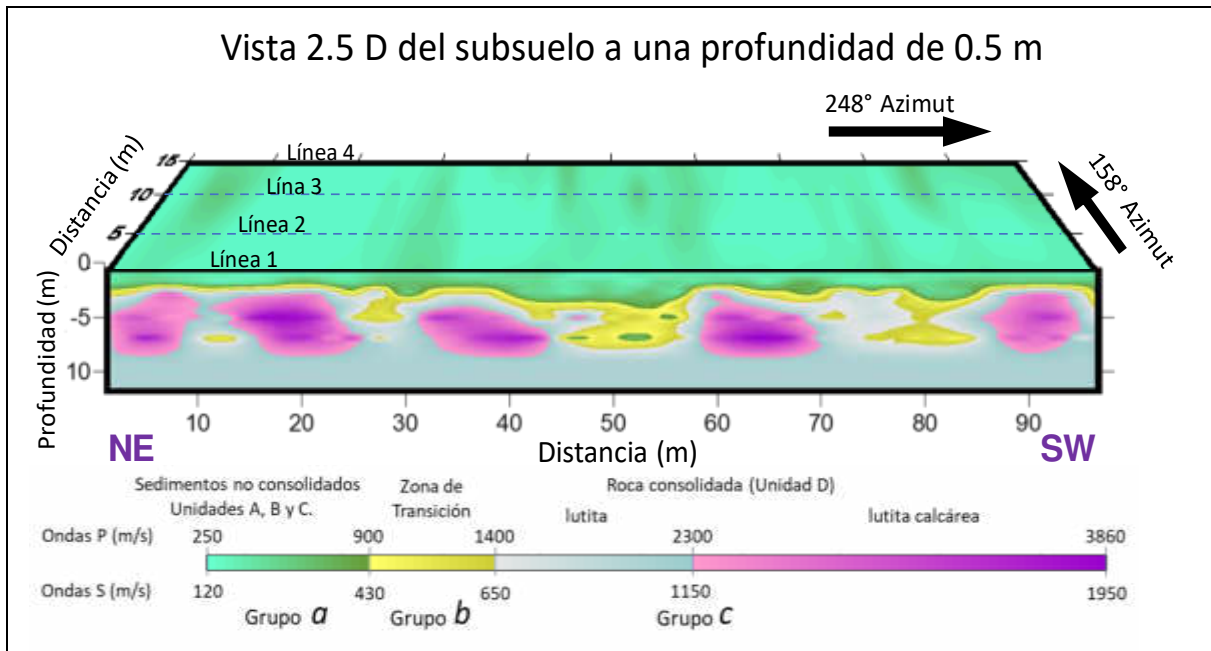


Fig. 5.15 Perspectiva de la distribución de las unidades litológicas A y B (sedimentos no consolidados) a una profundidad de 0.5 m. La Unidad B (verde claro) predomina su distribución en relación con la Unidad A (verde olivo) la cual aparece solo en algunas pequeñas áreas de la superficie.

Como el depósito de los sedimentos no consolidados fue posterior al evento de deformación, la distribución de las unidades fue producto de agentes externos provocados por eventos climáticos.

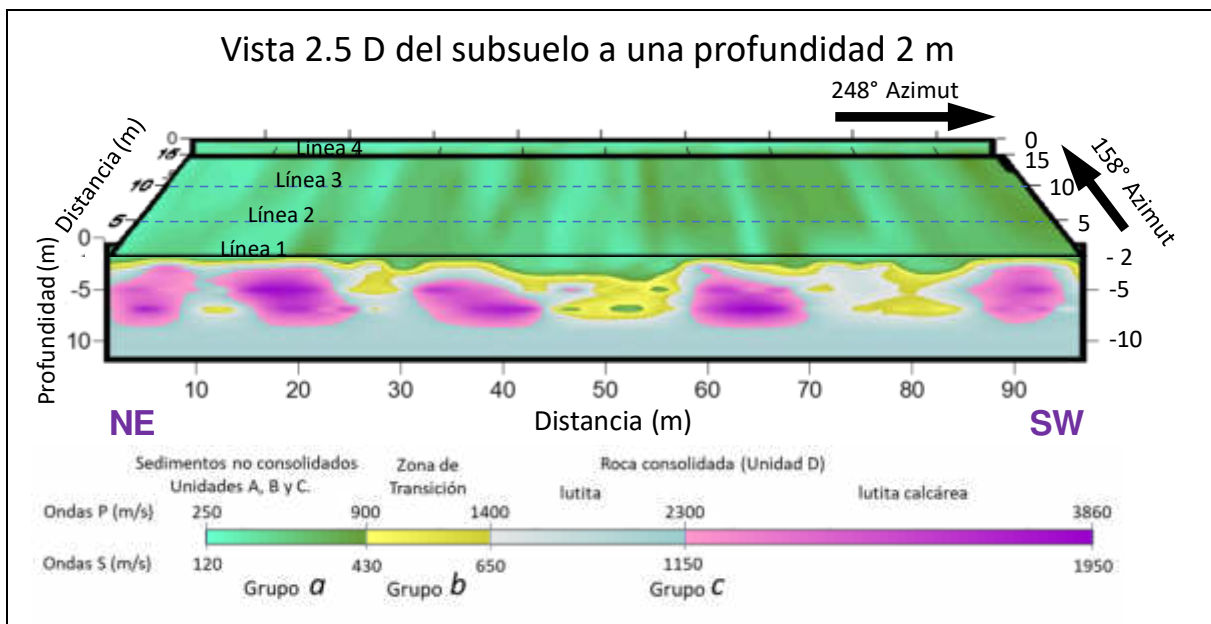


Fig. 5.16 Imagen de la distribución de las unidades litológicas B y C (sedimentos no consolidados). La Unidad C (verde oscuro) predomina sobre la Unidad B (verde claro) a una profundidad de 2 m.

En la Figura 5.17, correspondiente a un nivel de 5 m de profundidad, ya se observa la parte superior de la Formación Méndez, la cual es la secuencia de rocas consolidadas más jóvenes del Mesozoico, las cuales fueron deformadas durante los eventos geológicos de la Orogenia Laramide que dio origen al Cinturón Plegado de la SMO.

La Formación Méndez, formada por lutita y un horizonte de lutita calcárea, está iniciando a una profundidad aproximada de 2 a 4 m, lo cual se observó en las imágenes sísmicas. Las estructuras *lenticulares* se observaron a una profundidad entre 3 – 8 m en las imágenes de los niveles de 5 – 7 m. Estas estructuras corresponden a un horizonte de lutita calcárea con alto contenido de carbonatos y sílice, lo cual hace que tenga características físicas diferentes al resto de la lutita de la Formación Méndez (Figuras 5.17 y 5.18).

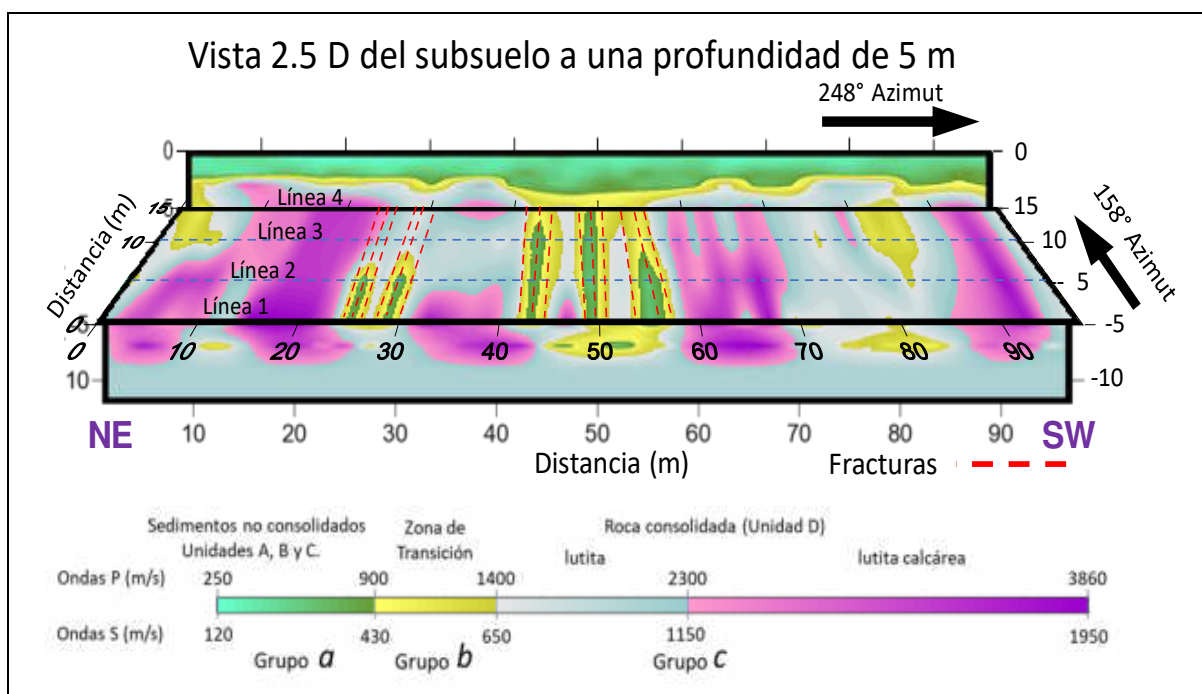


Fig. 5.17 Imagen de la roca consolidada de la Formación Méndez (Unidad D) a una profundidad de 5 m. Lutita (color gris) y estructuras *lenticulares* de lutita calcárea (rosa-morado). Se observaron pequeñas áreas muy fracturadas (amarillo y verde) en la zona de transición entre los sedimentos no consolidados y la roca.

Entre las estructuras *lenticulares*, se determinaron zonas pequeñas de baja velocidad sísmica (amarillo y verde) las cuales corresponden a zonas muy fracturadas y con un alto grado de alteración, provocado por la acción del agua meteórica al infiltrarse al subsuelo.

Este horizonte de lutita calcárea de estructuras *lenticulares* (morado), presentó una mayor densidad y menor porosidad, lo cual se observó en el aumento de las velocidades sísmicas y de la resistividad eléctrica. En las Figuras 5.17 y 5.18, se observó que este horizonte no es continuo, presentando fragmentos interrumpidos, lo que da una estructura de tipo *lenticular* en este horizonte (rosa-morado). Estas estructuras *lenticulares*, presentaron una dirección aproximada de  $158^\circ$ .

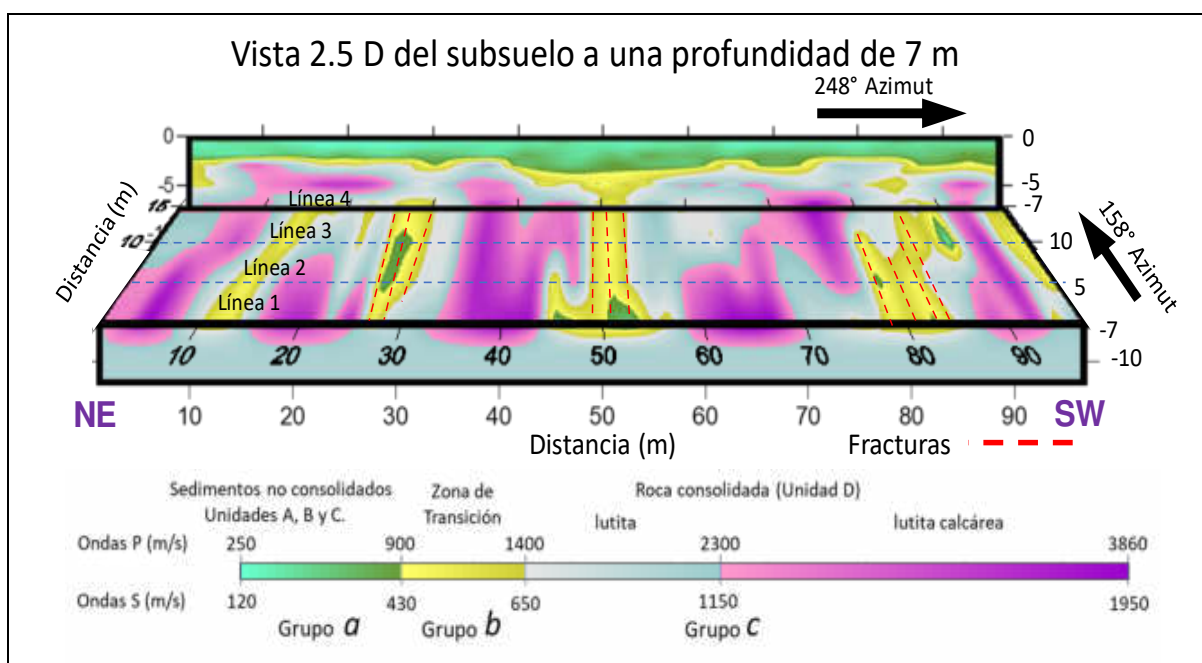


Fig. 5.18 Imagen de la Unidad D a una profundidad de 7 m. Las estructuras *lenticulares* formadas por un horizonte de lutita calcárea (rosa-morado) aparecen en este nivel. Las áreas pequeñas muy fracturadas se ubican entre las estructuras *lenticulares* (amarillo y verde). En color gris se observó la lutita de la Unidad D.

Entre las estructuras *lenticulares* (color rosa-morado), se observaron zonas muy fracturadas (Figura 5.18), las cuales se ubican aproximadamente en 12, 28, 52 y 80 m a lo largo de la línea 1. En estas zonas, las velocidades sísmicas decrecieron drásticamente, al grado de alcanzar velocidades similares a las de las unidades no consolidadas superficiales.

Estas zonas de baja velocidad han sido interpretadas como zonas facturadas, lo cual provoca la disminución de la velocidad sísmica. Esto provocó un desfase (retraso de media fase) en el arribo de las ondas sísmicas en los sismogramas obtenidos. En la Figura 5.19 a y b, se muestran las zonas que se interpretaron como áreas fracturadas del horizonte mencionado.



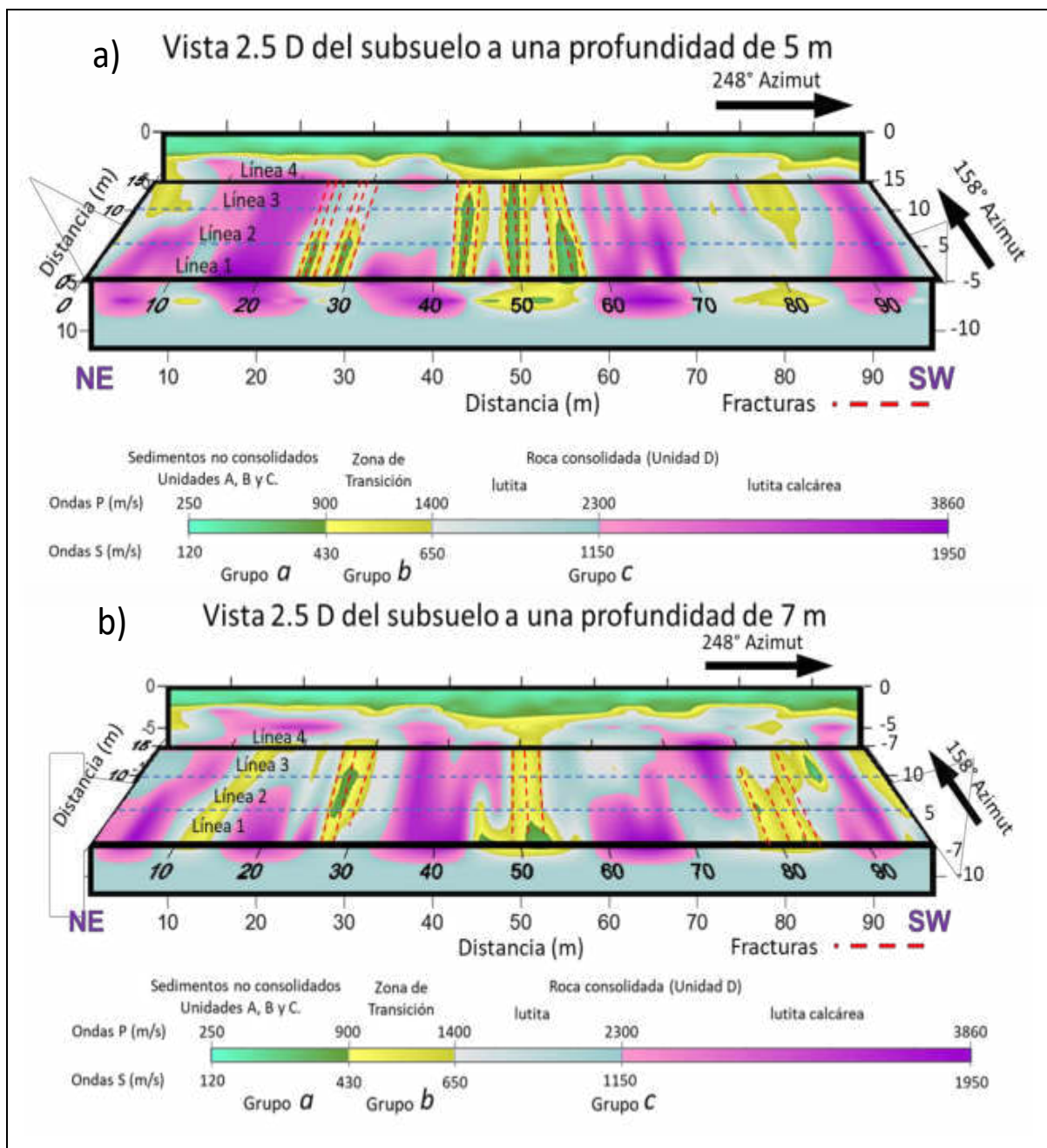


Fig. 5.19 Áreas fracturadas entre las estructuras *lenticulares* (amarillo y verde) en los niveles de 5 (a) y 7 m (b) de profundidad. En ambas imágenes se observó el lineamiento aproximado que presentan las fracturas (158°).

De acuerdo con las características de las estructuras *lenticulares* obtenidas por medio del método sísmico de refracción, se propone como evidencia que las fuerzas que actuaron durante la formación de la SMO se propagaron más allá de sus límites, como en el caso de la región de Linares. Este hecho se ha interpretado de la siguiente manera.

Durante la Orogenia Laramide se generaron fuerzas de compresión que se transmitieron por el noreste de México (considerando el sitio de la FCT) en dirección NE ( $60^{\circ} \pm 15^{\circ}$ ) y fuerzas opuestas en dirección SW ( $240^{\circ} \pm 15^{\circ}$ ).

Durante este periodo de compresión, se desarrollaron deformaciones en las rocas presentes, formando pliegues (anticlinales y sinclinales) con rumbos de  $150^{\circ} \pm 15^{\circ}$ . En las regiones de mayor intensidad, además de la deformación, las rocas experimentaron rompimiento, dando lugar a la formación de fallas inversas.

En las zonas más retiradas de los límites de la SMO donde la intensidad de las fuerzas fue menor, solo se produjo deformación que dio lugar a la formación de pliegues. Este es el caso de la región cercana a Linares, en donde se documenta en la Carta Geológica-Minera G14-11 (Linares) la ubicación de algunos anticlinales, sin que se tenga conocimiento de la existencia de algunas fallas en la región ([Servicio Geológico Mexicano, 2008](#)).

Ahora bien, como producto de las fuerzas de compresión y de la deformación de la SMO, en segundo plano se originaron localmente tensiones por la deformación de las rocas en los pliegues. Estas fuerzas de tensión ocasionaron pequeñas rupturas (fracturas) en el horizonte que forman las estructuras *lenticulares* (lutita calcárea). Entre las estructuras *lenticulares* (roca competente), se identificaron zonas fracturadas, lo cual se observó en las trincheras realizadas en el sitio. Por el contrario, en los horizontes de lutita (roca incompetente) no se observaron fracturas, con lo que muestra un comportamiento más elástico e incluso plástico de la lutita.

Las zonas en las que se rompió la roca (fracturas), representan sectores de debilidad, que en este caso han sido afectadas por la interacción (roca-agua) del agua meteórica al infiltrarse a niveles inferiores a través de las fracturas, lo cual ha ocasionado una degradación de este horizonte en esas zonas, debilitando la roca y causando cambios químicos y físicos en ella. Esto se observó en las estructuras *lenticulares* que aparecen en las imágenes sísmicas y de resistividad eléctrica.

En las imágenes sísmicas, las fracturas tienen una dirección aproximada de  $158^{\circ}$ , lo cual coincide con el alineamiento general de la SMO de  $150^{\circ}$ , lo cual mostró la correlación de

ambas. A continuación, se muestra un modelo que explica lo mencionado anteriormente (Figura 5.20).

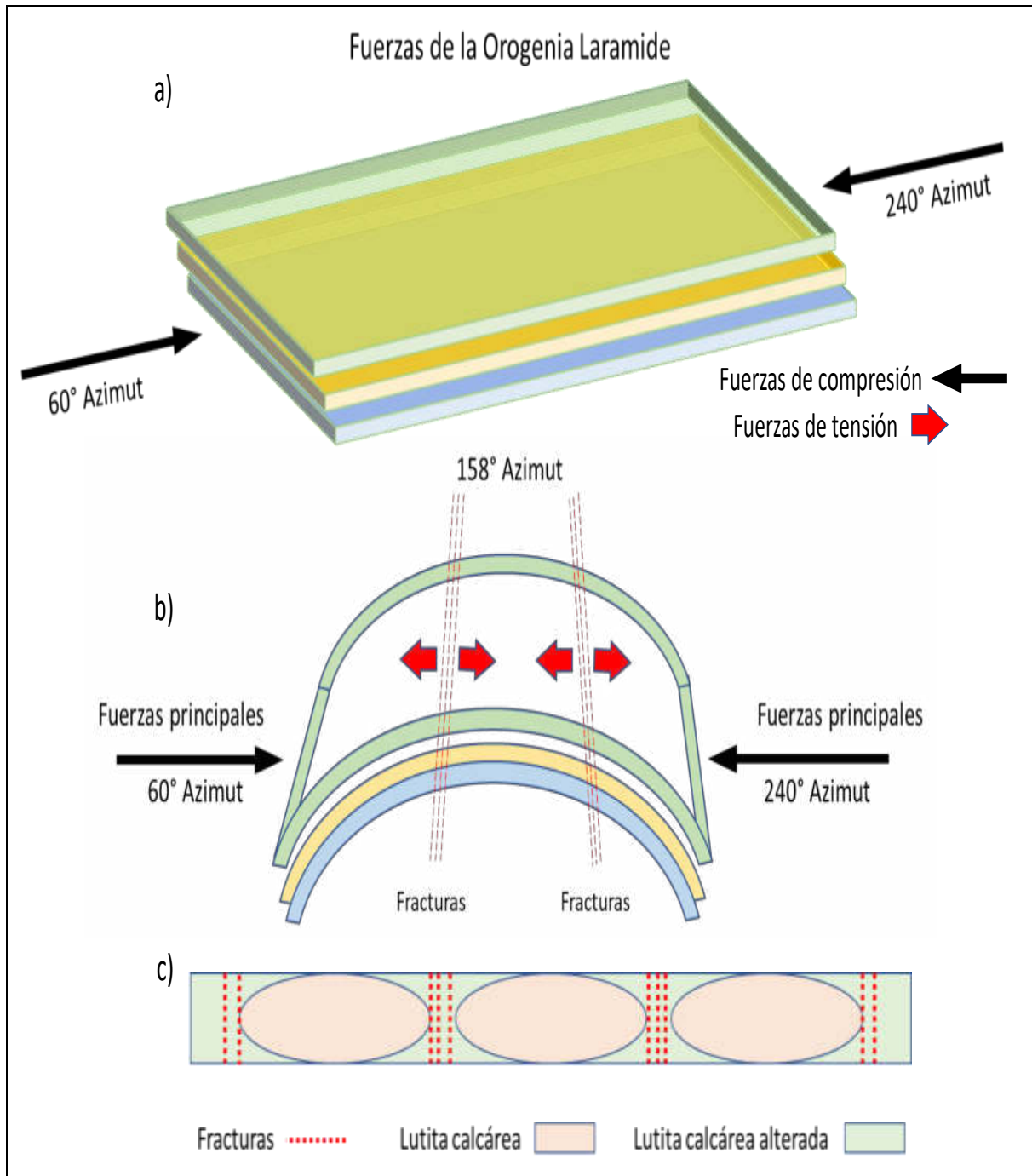


Fig. 5.20 Modelo que explica el proceso de desarrollo de las estructuras *lenticulares* determinadas en las imágenes sísmicas, así como su relación tectónica con la SMO y la Orogenia Laramide.

### ***Resumen del Capítulo 5:***

En el presente capítulo, se desarrolló la discusión de los resultados obtenidos y sus análisis, en donde se revisaron con detalle los resultados y las correlaciones realizadas entre las diferentes imágenes elaboradas con los parámetros geofísicos y petrofísicos los cuales fueron correlacionados con información geológica recolectada en campo en las diferentes trincheras y sondeos geotécnico, realizados en el sitio de estudio. Uno de los temas más importantes tratados fue el análisis de las concordancias y las diferencias entre los resultados geofísicos y los datos geológicos. Se desarrolló una discusión breve sobre la no unicidad y de la apariencia del modelo geofísico; así, como de la correlación de las imágenes 2.5D con la deformación de la SMO en la región de Linares, N. L.

En el siguiente capítulo, se presentan las conclusiones derivadas del análisis de las discusiones expuestas sobre los resultados obtenidos en este trabajo. Finalmente, se expone una serie de sugerencias y recomendaciones para trabajos futuros, con el fin de profundizar y resolver interrogativas aún prevalecientes en el conocimiento y entendimiento de la geología de la región de Linares, N. L.

## 6 Conclusiones y Recomendaciones

La inversión sísmica efectuada por medio de la Descomposición de los Valores Singulares de una matriz (SVD) y la regularización de Tikhonov, tiene la ventaja de efectuar la inversión de manera directa al calcular la pseudo-inversa ( $\mathbf{G}^{-*}$ ) de la matriz  $\mathbf{G}$  para generar imágenes sísmicas en donde se muestra una clara distribución de las unidades y sus heterogeneidades. Las imágenes del subsuelo somero, procesadas con datos de sísmica de refracción, permitieron mapear la distribución de las velocidades sísmicas ( $V_p$  y  $V_s$ ), y los módulos elásticos. Las imágenes mostraron una correlación coincidente con la información geológica de las trincheras y sondeos geotécnicos realizados en el sitio de estudio (Linares, N. L., México).

Se identificaron cuatro unidades litológicas. Las primeras tres unidades se reconocieron como sedimentos no consolidados (gravas, limos y arcillas), constituidos por calcita, cuarzo e illita. La cuarta unidad fue una roca consolidada de lutita con un horizonte de lutita calcárea con una composición mineralógica similar, pero con predominio de arcillas no expansivas. El fuerte contraste en la propagación de la velocidad de las ondas sísmicas permitió una fácil distinción de los sedimentos no consolidados y la roca consolidada.

Las imágenes obtenidas de  $V_p$ ,  $V_s$ ,  $V_p/V_s$ , la razón de Poisson, el módulo de Corte, el módulo de Compresibilidad, el módulo de Young y la Constante de Lamé, representaron adecuadamente las variaciones físicas laterales y verticales de las unidades litológicas que se observaron en las trincheras y en los sondeos geotécnicos.

En la Unidad D, se identificaron algunas zonas de baja velocidad sísmica a una profundidad de 3 – 8 m. ubicadas en el horizonte *lenticular* de lutita calcárea. Estas zonas se relacionaron a sectores del horizonte de lutita calcárea en donde ésta se encuentra muy fracturada.

Por debajo de los 8.5 m de profundidad, las imágenes de  $V_p/V_s$  y de la razón de Poisson, mostraron el nivel freático del agua subterránea en la unidad D. Este resultado mostró, cómo una adquisición detallada de datos geofísicos (sísmica) permitió obtener una buena descripción de las características del subsuelo por medio de sus parámetros elásticos.

Las imágenes de densidad y porosidad permitieron una visualización clara de la distribución de los materiales que forman la litología del sitio, así como clasificar las rocas, identificar áreas en dónde las rocas se encuentran alteradas (fracturas y cambios químicos).

El análisis de las gráficas de *Módulos Elásticos – Densidad* y *Módulos Elásticos – Porosidad* (Figuras 4.45, 4.46, 4.47, 4.48, 4.49 y 4.50) mostraron el comportamiento mecánico (cambio de volumen o deformación de la roca) de las unidades cuando se aplica una presión o un esfuerzo. Los resultados indicaron que las unidades no consolidadas con valores bajos de densidad y porosidad alta, son las más susceptibles a cambios grandes de deformación y las unidades consolidadas con valores altos de densidad y porosidades bajas experimentan poco cambio de deformación.

La relación de Poisson es un parámetro elástico sensible a los cambios físicos que puede presentar una unidad litológica aparentemente homogénea. Esta cualidad se utiliza para distinguir las heterogeneidades presentes en una unidad. Gracias a esta cualidad, se observó en las gráficas (*Densidad–Razón de Poisson* y *Porosidad–Razón de Poisson*) que los sedimentos no consolidados tienen una mayor variedad de valores de la razón de Poisson, lo cual indica que su composición es más variada. Contrariamente, las rocas consolidadas presentaron menor variación, lo que es indicativo de una composición más homogénea.

En los análisis de los resultados obtenidos, las distintas unidades litológicas presentaron un rango de valores de cada parámetro, esto se debe a las heterogeneidades que presentaron cada una de las unidades.

Cuando el límite del rango de valores de las diferentes unidades no es contrastante, la distinción de las unidades llega a ser extremadamente complicada. Este es el caso de las unidades no consolidadas cercanas a la superficie.

Las imágenes sísmicas 2.5D mostraron una perspectiva tridimensional del subsuelo del sitio de estudio. Las estructuras *lenticulares* ubicadas a una profundidad de 3 a 8 metros son una evidencia que correlaciona el efecto de la deformación causado por las fuerzas compresivas en la Orogenia Laramide en las rocas del Mesozoico durante la deformación de la SMO en el tramo comprendido entre Monterrey, Nuevo León y Cd. Victoria, Tamaulipas.

Finalmente, se pueden mencionar las siguientes recomendaciones para trabajos futuros.

1. Se recomienda continuar con la línea de investigación de desarrollo de algoritmos con herramientas matemáticas actualizadas para mejorar los modelos, así como la relación entre los diferentes métodos geofísicos para generar modelos unificados con características similares.
2. Llevar al campo de la inversión conjunta este trabajo.
3. Profundizar en la investigación sobre las estructuras *lenticulares* identificadas en el sitio de estudio, que permita un sustento sólido para la Hipótesis propuesta como evidencia de la deformación causada por la Orogenia Laramide en la SMO y que afectó la región de Linares durante la deformación de la SMO. Esta Hipótesis, pretende evidenciar la propagación de las fuerzas y los efectos causados en las rocas del Mesozoico, más allá de los límites actuales de la SMO, como es el caso de Linares, N. L.



## 7 Referencias

- Andersen, M.A., Duncan, B., McLin, R., 2013, Core Truth in Formation Evaluation, Oilfield Review Summer 2013, Schlumberger, v. 25, n. 2, pp. 16 – 25.
- Anderson, M.P., Woessner, W.W., Hunt, R.J., 2015, Applied Groundwater Modeling, Simulation of Flow and Advective Transport, Elsevier, 564 pp.
- Arroyo, M., Fonseca, F. C. M., Sukolrat, J., 2006, Dynamic Measurements and Porosity in Saturated Triaxial Specimens, Geotechnical Symposium in Poma, March 16-17, pp. 537 – 546, Doi:10.10007/978-1-4020-6146-2\_35.
- Aster, R.C., Borchers, B., Thurber, C.H., 2013, Parameter Estimation and Inverse Problems, 2<sup>nd</sup> Ed., Elsevier, 360 pp.
- Atlas de rocas Ígneas, s.f., <https://www.petroigneia.wordpress.com/>
- Bachrach, R., 2006, Joint Estimation of Porosity and Saturation Using Stochastic Rock-Physics Modeling, Geophysics, v. 71, n. 5, pp. O53 – O63, Doi: 10.1190/1.2235991.
- Baker, R.O., Yarranton, H.W., Jensen, J.L., 2015, Practical Reservoir Engineering and Characterization, Elsevier, 521 pp.
- Bala, A., Raileanu, V., Zihan, I., Ciugudean, V., Grecus, B., 2006, Physical and Dynamic Properties of the Shallow Sedimentary Rocks in The Bucharest Metropolitan Area, Romanian Reports in Physics, v. 58, no. 2, pp. 221 – 250.
- Balakrishna, S. y Narayana, G.S., 1960, A Simple Method for Measuring Porosity in Rocks, Proceedings of The Indian Academy of Sciences, v. 51, n. 5, pp. 265 – 269, Doi:<https://doi.org/10.1007/BF03045748>
- Barton, B., 2007, Rock Quality, Seismic Velocity, Attenuation and Anisotropy, Taylor and Francis Group, London, UK, 756 pp.
- Bekara, M., van der Baan, M., 2007, Local singular values decomposition for signal enhancement of seismic data, Geophysics, v. 72, n. 2, pp. v59 – v65, Doi: 10.1190/1.2435967.
- Bosch, M. y McGaughey, j., 2001, Joint inversion of gravity and magnetic data under lithologic constraints, The Leading Edge, v. 20, n. 8, pp. 877 – 881, Doi: 10.1190/1.1487299.
- Burger, H.R., Sheehan, A.F., Jones, C.H., 2006, Introduction to Applied Geophysics: Exploring the Shallow Subsurface, W.W. Norton & Company, 499 pp.
- Carcione, J. M., Ursin, B., Nordskog, J. I., 2007, Cross property relations between electrical conductivity and the seismic velocity of rocks, Geophysics, v. 72, n. 5, E193 – E204.
- Carvalho, J., Torres, L., Castro, R., Dias, R., Mendes-Victor, L., 2009, Seismic velocities and geotechnical data applied to the soil microzoning of western Algarve, Portugal, Journal of Applied Geophysics, pp. 1 – 10, Doi:10.1016/j.jappgeo.2009.01.001.
- Castagna, J.P., Batzle, M.L., Eastwood, R.L., 1985, Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in elastic silicate rocks, Geophysics, v. 50, n. 4, pp. 571 – 581.
- Chávez-Cabello, G., Torres-Ramos, J.A., Porras-Vázquez, N.D., Cossio-Torres, T., Aranda-Gómez, J.J., 2011, Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 63, n. 2, pp. 253 – 270.
- Costa, V., Rossignoli, R., Sorichetti, C., Vampa, V., 2018, Álgebra lineal con aplicaciones: parte I, 1<sup>a</sup> Ed., Editorial de la Universidad de la Plata, 203 pp.
- Davis, D. H., 1954, Estimating Porosity of Sedimentary Rocks from Bulk Density, The Journal of Geology, v. 62, n. 1, pp. 102 – 107, Doi:10.1086/626136.
- De Angelo, M.V., Backus, M., Hardage, B.A., Murray, P., Knapp, S., 2003, Depth registration of P-wave and C-wave seismic data for shallow marine sediment characterization, Gulf of Mexico, The Leading Edge, pp. 96 – 105.
- Dickinson, W.R., y Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico, The Geological Society of America Bulletin, v. 113, pp. 1142 – 1160, Doi:10.1130/0016-7606.



- Dietrich, P., Troncke, J., 2009, Integrated analysis and interpretation of cross-hole P- and S-wave tomograms: A case study, *Near Surface Geophysics*, v. 7, pp. 101 – 109.
- Domenico, P.A., Schwartz, F.W., 1998, *Physical and chemical hydrology*, Vol. 1, Wiley, 506 pp.
- Duffaut, K., Landrø M., 2007, Vp/Vs ratio versus differential stress and rock consolidation — A comparison between rock models and time-lapse AVO data. *Geophysics*, v. 72, n. 5, pp. C81–C94, Doi:10.1190/1.2752175.
- Dumitrescu, C., Lines, L.R., 2006, Vp/Vs ratio of a heavy oil reservoir from Canada: 2006 SEG Annual Meeting, pp. 10 – 15.
- Dvorkin, J., Gutierrez, M.A., Grana, D., 2014, *Seismic Reflections of rock properties*, Cambridge University Press, 1<sup>st</sup> Ed., 324 pp.
- Earle, S., 2015, *Physical Geology*, Creative Commons Attribution 4.0 International License, 246 pp.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda, M., y Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 53, n. 1, pp. 1 – 26, Doi:10.18268/BSGM200v53n1a1.
- Ellis, D.V. y Singer, J.M., 2008, *Well Logging for Earth Scientists*, 2<sup>nd</sup> Ed., Springer, 692 pp.
- English, J.M., y Johnston, S.T., 2004. The Laramide orogeny: what were the driving forces?, *International Geology Review*, v. 46, n. 9, pp. 833 – 838, Doi:10.2747/0020-6814.46.9.833.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2018. The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth Science Reviews*, v. 183, pp. 56 – 84.
- Freeze, R.A., y Cherry, J.A., 1979, *Groundwater*, Prentice-Hill, Inc., 604 pp.
- Gallardo, L.A. y Meju, M.A., 2003. Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2D inversion of dc resistivity and seismic data. *Geophysics Research Letters*, v. 30, n. 13, pp. 1658: 1 – 4, Doi:10.1029/2003GL017370.
- Gallardo, L.A. y Meju, M.A., 2004, Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints. *Journal of Geophysics Research, Solid Earth* v. 109, pp. B03311: 1 – 11, Doi:10.1029/2003JB002716.
- Gan, S, Chen, Y., Zu, S., Qu, S., Zhong, W., 2015, Structure-oriented singular value decomposition for random noise attenuation of seismic data, *Journal of Geophysics and Engineering*, v. 12, pp. 262 – 272, Doi: 10.1088/1742-2132/12/2/262
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., Gregory, A.R., 1974, Formation Velocity and Density-The Diagnostic Basics for Stratigraphic Traps, *Geophysics*, v. 39, no. 6, pp. 770 – 780.
- Geldart, L.P. y Sheriff, R.E., 2008, *Problems in exploration and their solution (Geophysical references series)*, n. 14, Society of Exploration Geophysics, 524 pp.
- GF Instruments, s.f., <https://www.gfinstruments.cz>
- Golden software, s.f., Programa Surfer, <https://goldensoftware.com>
- Gomberg, J.S., Priestley, K.F., Masters, T.G., Brune, J.N., 1988, The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico, *Geophysical Journal International*, v. 94, pp. 1 – 20.
- Google Earth, s.f., <https://earth.google.com>
- Hamada, G.M., 2004, Reservoir Fluids Identification Using Vp/Vs Ratio, *Oil & Gas Science and Technology Journal, FPI*, v. 59, no. 6, pp. 649 – 654.
- Han, D. y Batzle, M., 2004, Gassmann's equation and fluid-saturation effects on seismic velocities, *Geophysics*, v. 69, no. 2, pp. 398 – 405, Doi: 10.1190/1.1707059.
- Hernández-Unzón, A. y Bravo-Lujano, C., 2011, Reseña de la Tormenta “Arlene” del Océano Atlántico, Comisión Nacional de Agua, 8 pp., [https://smn.conagua.gob.mx/tools/DATA/Ciclones %20 Tropicales/Ciclones/2011-Arlene.pdf](https://smn.conagua.gob.mx/tools/DATA/Ciclones%20Tropicales/Ciclones/2011-Arlene.pdf)
- Hyndman, R. J., Koehler, A. B., 2006, Another look at measures of forecast accuracy. *International Journal of Forecasting*, v. 22, n. 4, pp. 679 – 688, Doi:10.1016/j.ijforecast.2006.03.001
- Infante, V., Gallardo, L.A., Montalvo-Arrieta, J.C., Navarro de Leon, I., 2010, Lithological classification assisted by the joint inversion of electrical and seismic data at a control site in

- northeast Mexico, *Journal of Applied Geophysics*, v. 70, pp. 93 – 102, Doi:10.1016/j.jappgeo.2009.11.003.
- Ishihara, K., 1970. Approximate forms of wave equations for water-saturated porous materials and related dynamic modulus. *Soil and Foundations*, v.10, pp. 10 – 38, Doi: 10.3208/sandf1960.10.4\_10.
- Johansen, T.A., Ruud, B.O., Jakobsen, M., 2004, Effect of grain scale alignment on seismic anisotropy and reflectivity of shales, *Geophysical Prospecting*, v. 52, pp. 133 – 149.
- Kern, M., 2016, *Numerical Methods for Inverse Problems*, Iste-Wiley, 215 pp.
- Ketelhodt, J. K., Fechner, T, Musa S. D. Manzi, M. S. D., Durrheim, R. J., 2017, Elastic Parameters from Compressional and Shear Wave Tomographic Survey: A Case Study from Kuala Lumpur, Malaysia, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, v. 22, no. 4, pp. 427 – 434. Doi: 10.2113/JEEG22.4.427.
- Knackstedt, M.A., Arns, C.H., Val Pinczewski, W., 2003, Velocity-porosity relationships, Accurate velocity model for clean consolidated sandstones, *Geophysics*, v. 68, no. 6, pp. 1822 – 1834, Doi: 10.1190/1.1635035.
- Knackstedt, M.A., Arns, C.H., Val Pinczewski, W., 2005, Predictive velocity method for cemented sands composed of multiple mineral phases, *Geophysical Prospecting*, v. 53, n. 3, pp. 349 – 372, Doi: 10.1111/j.1365-2478.2005.00479x.
- Kowalsky, M.B., Chen, J., Hubberd, S., 2006, Joint inversion of geophysical and hydrological data for improved subsurface characterization, *Lawrence Berkeley National Laboratory*, pp. 730 – 734.
- Kwon, O., Kronenberg, A.K., Gangi, A.F., Johnson, B., Hebert, B.E., 2004, Permeability of illite-bearing shale: 1. Anisotropy and effects of clay content and loading. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, v. 109, B10205, pp. 1 – 19, Doi: 10.1029/2004 JB003055.
- Li, S., 2009, Characteristics of fluid substitution in porous rocks, *Petroleum Science Journal*, v. 6, pp.139 – 145, Doi: 10.1007/s12182-009-0022-z.
- Lines, L., Zou, Y., Zhang, A., Hall, K., Embleton, J., Palmiere, B., Reine, C., Bessette, P., Cary, P., Secord, D., 2005, Vp/Vs characterization of a heavy-oil reservoir: The Leading Edge, v. 24, no. 11, pp. 1134 – 1136, Doi: 10.1190/1.2147949.
- Liu, C., Song, C., Lu, Q., 2017, Random noise de-noising and direct wave eliminating based on SVD method for ground penetrating radar signals, *Journal of Applied Geophysics*, v. 144, pp. 125 – 133, Doi:10.1016 /j.jappgeo.2017.07.007
- Lowrie, W., 2007, *Fundamentals of Geophysics*, 2nd Ed., Cambridge University Press, 381 pp.
- Mavko, G., Mukerji, T., Dvorkin, J., 2009, *The Rock Physics Handbook*, 2nd Ed., Cambridge University Press, 511 pp.
- Meju, M.A., Gallardo, L.A., Mohamed, A.K., 2003, Evidence for correlation of electrical resistivity and seismic velocity in heterogeneous near-surface materials, *Geophysical Research Letters*, v. 30, no. 7, pp. 1373 – 1376, Doi:10.1029/2002GL016048.
- Menke, W., 2012, *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, 3d Ed. Elsevier, 293 pp.
- Militzer, B., Wenk, H. R., Stackhouse, S., Stixrude, L., 2011, First-principles calculation of the elastic moduli of sheet silicates and their application to shale anisotropy, *American Mineralogist*, v. 96, pp. 125 – 137, Doi: 10.2138/am.2011.3558125.
- Miller, S. y Stewart R., 1990, Effects of Lithology, Porosity and Shaliness on P and S Wave Velocities from Sonic Logs, *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, v. 26, n. 1&2, pp. 94 – 103.
- Montalvo-Arrieta, J.C., Quintanilla, Y., Taméz, A., Meneses, M., Ramos, L., Masuch, D., 2005, Microzonation of Linares region (northeast Mexico), based on geology and shear-wave velocity (Vs30): *Geofísica Internacional*, v. 44, pp. 331 – 340.
- Montalvo-Arrieta, J. C., Ramos, L. G., Navarro de León, I., Ramírez-Fernandez, J. a., 2011, Una Aproximación de la Regionalización Sísmica del Estado de Nuevo León, Basada en velocidades de propagación de ondas de corte y geología, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 63, no. 2, pp. 217 – 233.

- Mota, R., Monteiro Dos Santos, F., 2006, 2D sections of porosity and water saturation percent from combined resistivity and seismic surveys for hydrogeologic studies, *The Leading Edge*, pp. 735 – 737.
- Mueller, J.L., y Siltanen, S., 2012, Linear and nonlinear inverse problems with practical applications (Computational Science and Engineering), SIAM, 351 pp., ISBN 978-1-611972-33-7.
- Nichols, G., 2009, *Sedimentology and Stratigraphy*, 2<sup>nd</sup> Ed., Wiley-Blackwell, 419 pp.
- Ojha, M. y Sain, K., 2012, Empirical trends of velocity- porosity and velocity-density in shallow sediment in Kerala-Konkan Basin on the west coast of India, 9th Biennial International Conference and Exploration on Petroleum Geophysics, pp. 444: 1 – 5.
- Ojo, A.O., Xie, J., Olorunfemi, M.O., 2018, Nonlinear inversion of resistivity sounding data for 1D earth models using the neighborhood algorithm, *Journal of African Earth Sciences*, v. 137, pp. 179 – 192, Doi: 10.1016/j.jafrearsci.2017.09.003.
- Ortiz-Ubilla, A., y Tolson, G., 2004. Interpretación estructural de una sección sísmica en la región Arcabuz-Culebra de la Cuenca de Burgos, NE de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 21, n. 2, pp. 226 – 235, ISSN 1026-8774.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1985, Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí, *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, v. 6, n. 1 pp. 1 – 20.
- Peng, S. y Zhang, J., 2007, *Engineering Geology for Underground Rocks*, Springer, 319 pp.
- Pinterest, s.f., [www.pinterest.com/pin/44128246.3468352891/](http://www.pinterest.com/pin/44128246.3468352891/)
- Potter, C., Miller, S.L., Margrave, G.F., 1996, Formation elastic parameters and synthetic P-P and P-S seismograms for the Blackfoot field, CREWES Research Report, v. 8, pp. 37-1 – 37-18.
- Quijada, M.F. y Steward R.R., 2007, Density Estimations Using Density-Velocity Relations and Seismic Inversion, CREWES Research Report, v. 19, pp. 1 – 20.
- Quintanilla, P. A. y Reyes, S. M., 2012, Caracterización Petrofísica de arenas del Neógeno en un pozo gasífero de la Cuenca de Veracruz, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 64, n. 3, pp. 295 – 304.
- Rahmouni, A., Boulanouar, A., Boukalouch, M., Samaouali, A., Geraud, Y., Sebbani, J., 2014, Porosity, permeability and bulk density of rocks and their relationships based on laboratory measurements, *Romanian Journal of Materials*, v. 44, n. 2, pp. 147 – 152.
- Region de Murcia Digital, s.f., [https://www.regmurcia.com/servlet/sSI?sit=C,365,m,2012&r=ReP-8170-DETALLE\\_REPORTAJES](https://www.regmurcia.com/servlet/sSI?sit=C,365,m,2012&r=ReP-8170-DETALLE_REPORTAJES)
- Rocalbum, s.f., Rocas sedimentarias, <https://www.diarium.usal.es/rocalbum/Tipos-principales/>
- Rojas, E., Davis, T. L., Batzle, M. L., Prasad, M., 2008, Vp-Vs ratio sensitivity to pressure, fluid, and lithology changes in tight gas sandstones, *First Break*, v. 26, no. 3, pp. 83 – 86.
- Ruiz-Martinez, M. A., Werner, J., 1997, Research into the Quaternary sediments and climatic variations in NE Mexico, *Quaternary International*, v. 43, pp. 145 – 151, Doi: 10.1016/S1040-6182(97)00030-X.
- Schlumberger, s.f., Oil field glossary, <https://www.glossary.oilfield.slb.com>
- Schlumberger, 1991, *Log Interpretation: Principles and Applications*, 7th Printing, 227 pp.
- Seistronix, s.f., <https://www.seistronix.com>
- Sen, M.K., Bhattacharya, B.B., Stoffs, P.L., 2012, Nonlinear Inversion of resistivity sounding data, *Geophysics*, v. 50, n. 4, pp. 496 – 507, Doi: 10.1190/1.1443432.
- Seo, J.K., Woo, E.J., 2013, *Nonlinear Inverse Problems in Imaging*, 1st Ed., Wiley, 359 pp.
- Servicio Geológico Mexicano, 2008, Carta Geológico-Minero, Linares G14-11 Tamaulipas y Nuevo León, esc: 1:250,000.
- Sjögren, B., 1984, *Shallow refraction seismic*, Chapman and Hall, London, UK., 270 pp.
- Stolt, R.H., Weglein, A.B., 2012, *Seismic Imaging and Inversion: Application of Linear Inverse Theory*, Cambridge University Press, 404 pp.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sherift, R. E., Keys, D. A., 1984, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, 860 pp.

- Tiab, D., Donaldson, E.C., 2012, *Petrophysics: Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport Properties*, 3d Ed., Elsevier, 950 pp.
- Topographic-map.com, s.f., <https://es-mx.topographic-map.com>
- Tsay, R.S., 2005, *Analysis of Financial Time Series*, Wiley-Interscience, 2a Ed., 605 pp.
- Uyanik, O., 2011, The porosity of saturated shallow sediments from seismic compressional and shear wave velocities, *Journal of Applied Geophysics*, v. 73, pp. 16 – 24, Doi:10.1016/j.jappgeo.2010.11.001.
- Von Steht, M., Jaskolla, B., Ritter, J. R. R., 2008, Near surface shear wave velocity in Bucharest, Romania, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v. 8, pp. 1299 – 1307, Doi:org/10.5194/nhess-8-1299-2008.
- Wang, Z. y Gelius, L.J., 2010, Electric and elastic properties of rock samples: a unified measurement approach, *Petroleum Geoscience*, v. 16, pp. 171 – 183, Doi: 10.1144/1354-079309-013.
- Wilkens, R., Simmons, G., Caruso, L., 1984, The ratio  $V_p/V_s$  as a discriminant of composition for siliceous limestones, *Geophysics*, v. 49, pp. 1850 – 1860, Doi: 10.1190/1.1441598.
- Wisén, R., Christiansen, A., 2005, Laterally and mutually constrained inversion of surface wave seismic data and resistivity data, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, v. 10, n. 3, pp. 251 – 262.
- Yasar, E. y Erdogan, Y., 2004, Correlating sound velocity with the density, compressive strength and Young's modulus of carbonate rocks, *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, v. 41, pp. 871 – 875, Doi: 10.1016/j.ijrmms.2004.01.012.
- Yu, C., Kamboj, S., Wang C., Cheng, J-J., 2015, *Data Collection Handbook to support Modeling Impacts of Radioactive Material in Soil and Building Structures*, Environmental Science Division, Argonne National Laboratory, Argonne, IL.
- Yu, C., LePoire, D., Gnanapragasam, E., Arnish, J., Kamboj, S., Biwer, B.M., Cheng, J-J., Zielen, A., Chen, S.Y., 2000, *Development of Probabilistic RESRAD 6.0 and RESRAD-BUILD 3.0 Computer Codes*, NUREG/CR-6697, ANL/EAD/TM-98, Argonne National Laboratory, Argonne, IL.
- Zhang D. A., Lines, L. R., 2006, The robustness of VP/VS mapping, *The Leading Edge*, pp. 758 – 763.
- Zhang, J. J., Bentley, L. R., 2005, Factors determining Poisson's ratio, *CREWES Research Report*, v. 17, pp. 1 – 15.
- Zhang, L., 2017, *Engineering Properties of Rocks*, Elsevier, 2nd Ed., 378 pp.
- Zimmer, M., Prasad, M., Mavko, G., 2002, Pressure and porosity influences on VP-VS ratio in unconsolidated sands, *The Leading Edge*, pp. 178 – 183.